

Журнал
АКАДЕМИЯ НАУК СССР

И.А.РЕЗАНОВ

ТЕКТОНИКА
И
СЕЙСМИЧНОСТЬ
ТУРКМЕНО-
ХОРАСАНСКИХ
ГОР

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ

И. А. РЕЗАНОВ

**ТЕКТОНИКА
И СЕЙСМИЧНОСТЬ
ТУРКМЕНО-ХОРАСАНСКИХ
ГОР**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Москва — 1959

А. А. ПЕТРУШЕВСКИЙ
ИЗДАТЕЛЬСТВО

1911
1911

Ответственный редактор
Б. А. ПЕТРУШЕВСКИЙ

ТЕКТОНИКА
И ОФЕОМОРФОЗ
ТАРИМНО-ХОРАСАНСКИХ
ГОР

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
1931—1932

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа освещает тектоническое строение Туркмено-Хорасанской складчатой области с целью выяснения связи сейсмических явлений с особенностями геологической обстановки. Установление такой связи имеет существенное значение для определения на примере Туркмении геологических критериев сейсмичности.

Первоначально (в 1951—1952 гг.) исследования ставились для решения некоторых конкретных вопросов, связанных с оценкой степени сейсмичности ряда районов западного Копет-Дага. Работы проводились экспедицией Геофизического института АН СССР. Геологической группой этой экспедиции руководил Б. А. Петрушевский. Помимо него и автора, в работе геологической группы принимали участие научные сотрудники В. А. Растворова и Н. Н. Леонов и студенты В. С. Кравцов, М. В. Пиотровский и В. С. Серебрянников. Результаты первого этапа исследований освещены в наших совместных работах (Петрушевский, Резанов, Растворова, Леонов, 1954_{1,2}).

Позже, на втором этапе исследований, задачи были значительно расширены. В полевой период 1953 г. мною были продолжены исследования в районах центрального и восточного Копет-Дага, которые в предыдущие годы лишь частично были охвачены нашими исследованиями. В последующие годы проводилась обработка собранных наблюдений и обширного литературного материала.

В процессе полевых исследований мы обращали внимание на характер и особенности морфологии складчатых структур, установление угловых несогласий и на определение возраста складок. Детальному изучению подверглась зона сочленения Копет-Дага и Предкопетдагского прогиба для определения характера и возраста известных здесь разрывных нарушений. В процессе трехлетних исследований геоморфологическими наблюдениями была охвачена вся территория Копет-Дага, расположенная в пределах Советского Союза.

Естественно, что для выяснения связей сейсмических явлений с геологической обстановкой оказалось необходимым освещение обширной площади, что могло быть выполнено лишь с привлечением обширного литературного материала. С более или менее равной степенью детальности рассмотрены все горные районы Копет-Дага, несколько менее подробно — прилежащие районы Большого Балхана, Красноводского полуострова, Закаспийской низменности и южных Кара-Кумов. Однако оказалось невозможным ограничиться рассмотрением геологии лишь советской территории, поскольку в ее пределах расположена только северная окраина альпийской складчатой зоны, которая в основном находится на территории Ирана; высокосейсмичная зона центрального Копет-Дага также расположена за границами СССР. Поэтому в работе существенное место

занимает освещение геологического строения зарубежной территории, в пределах которой наиболее подробно рассматривается Копетдагский мегантиклинорий и менее подробно — хуже изученные Аладаг-Бинулудский мегантиклинорий и восточная часть Эльбурсского мегантиклинория.

Для правильной разработки геологических критериев сейсмичности решающее значение имеет всестороннее комплексное рассмотрение всех особенностей тектонического строения и истории изучаемой территории. Действительно, чтобы правильно ответить на вопрос о том, с какими особенностями геологического строения связаны землетрясения, мы должны восстановить историю геологического развития этой территории, обратить внимание на характер и типы складчатых структур, изучить разрывные нарушения, рассмотреть новейшие тектонические движения. Существенное внимание должно быть уделено вопросам глубинного геологического строения, в особенности для закрытых пространств, освещаемых при помощи геофизических методов, и т. д. Только в таком случае можно будет правильно подойти к вопросу о связи сейсмических явлений с особенностями геологической обстановки.

В настоящей работе использованы материалы многолетних исследований большого коллектива геологов. Я имею в виду прежде всего исследования Ю. Н. Година, П. И. Калугина и М. П. Сукачевой, а также А. В. Данова, В. Н. Огнева, Н. П. Луппова, Н. П. Васильковского, Н. М. Маркина, Г. В. Шведова, А. Р. Бурачека, Г. И. Каляева, В. П. Петрова, Н. В. Житковой, Д. А. Туголесова, В. В. Силеновича и многих других авторов.

Считаю своим долгом отметить большую помощь, повседневно оказывавшуюся мне как во время полевых работ, так и в период обработки материала Б. А. Петрушевским, нередко подвергавшим некоторые мои положения суровой и справедливой критике. Многим я обязан и В. В. Белоусову, дававшему мне ценные указания. Мне приходилось постоянно консультироваться с товарищами по работе в Туркмении В. А. Растворовой и Н. Н. Леоновым. Материалы, собранные ими, как и материалы Б. А. Петрушевского, использованы в настоящей работе. Многие вопросы тектоники районов, закрытых четвертичными отложениями, решены совместно с Ю. Н. Годиным на основании данных обширных геофизических исследований, проведенных под его руководством. В процессе полевых работ и при обработке материала я пользовался советами и указаниями С. С. Андреева, М. В. Гзовского, А. Т. Донабедова, П. И. Калугина, И. П. Косминской, Н. П. Луппова, К. К. Машрыкова, С. В. Медведева, А. М. Овчинникова, Д. Н. Рустановича, С. А. Трескинского, Д. А. Туголесова и др. Ценными замечаниями я обязан М. В. Муратову и В. Е. Хаину, взявшим на себя труд выступить оппонентами при защите моей работы в качестве диссертации.

Пользуюсь случаем выразить всем упомянутым лицам искреннюю благодарность.

ГЛАВА I

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ РЕЛЬЕФА

Туркмено-Хорасанские горы расположены между пустынями Кара-Кумы на севере и Дешт-и-Кевир на юге. Большая часть этой горной страны лежит в пределах Ирана, и только северная ее окраина — хребет Копет-Даг — частично находится на территории Советского Союза. Помимо Туркмено-Хорасанской горной системы, в работе кратко освещаются также прилежащие к ним с запада и севера равнинные пространства, на которых поднимаются отдельные возвышенности.

Туркмено-Хорасанские горы орографически выражены двумя системами хребтов: южная образует огромную дугу, выпуклой своей частью обращенную к северу. Южная система состоит из трех крупных хребтов: Кух-и-Биналуд — на востоке, Ала-Даг — в средней части и Эльбурс — на западе. Ала-Даг, в свою очередь, складывается из трех горных цепей. Северная, протягивающаяся примерно на расстояние 200 км от р. Горган до Буджнурда, имеет широтное простираие. Ее образует ряд отдельных хребтов, самым крупным из которых является Мульгазар. Максимальные отметки в пределах этой цепи 2400—2800 м. Средняя цепь, собственно Ала-Даг, протяженностью более 300 км — наиболее крупная в этой группе. Для Ала-Дага характерны разные простирания в западных и восточных окончаниях. Вершина дуги Ала-Дага находится приблизительно на 57-м меридиане; к западу горы имеют юго-западное простирание с азимутом 225° на юго-западном окончании; к востоку от 57-го меридиана простирание хребта юго-восточное. Высотные отметки средней цепи Ала-Дага колеблются от 2000 до 3000 м. Третья — южная горная цепь — выражена менее четко. Она также состоит из отдельных хребтов, наиболее крупными из которых являются горы Салюк и Газан.

На юго-запад цепи Ала-Дага после некоторого понижения переходят в крупное горное сооружение Эльбурс. В настоящей работе рассматриваются районы только центрального и восточного Эльбурса, расположенные к востоку от меридиана Тегерана. Центральный Эльбурс образует выпуклую к югу дугу, вершина которой находится между 52-м и 53-м меридианами. Здесь выделяется наиболее крупный центральный хребет — собственно Эльбурс — с отметками 3000—4600 м и огромным конусом вулкана Демавенд высотой 6200 м. К северу поднимается цепь хребтов Малекчашме и Ламан, в отличие от центрального хребта образующая дугу, выпуклую к северу. К югу от хребта, отделенные межгорной долиной, в которой лежит Тегеран, находятся высокие горные гряды, известные под названием Анти-Эльбурс. Восточный Эльбурс представлен одним крупным хребтом северо-восточного простирания, постепенно понижающимся к северо-востоку (от отметок 3700 до 2500—2000 м).

Юго-восточное продолжение Ала-Дага — хр. Кух-и-Биналуд — протягивается на юго-восток от меридиана Нового Кучана (где небольшое понижение отделяет его от Ала-Дага) до афганской границы. К югу от Мешхеда широкая поперечная долина разделяет хребет на две примерно равные части: на западный и восточный Биналуд. Абсолютные отметки Биналуда достигают 3000 м.

К югу от Эльбурс-Аладагской дуги расположено обширное плоскогорье со средними отметками 1000—1200 м. Здесь возвышаются отдельные хребты и гряды с высотами до 2500—2800 м. Они ориентированы так же, как и Эльбурс-Аладагские цепи: горы Армиан-Джудане-Кух, находящиеся южнее восточного Эльбурса, вытянуты в северо-восточном направлении; невысокая гряда Исфагского хребта и расположенный к югу от него хр. Джагатай имеют широтную ориентировку, образуя в целом дугу, выпуклую к северу; хребты Ягтан и Кара-Кух (Бахару) восточного Хорасана вытянуты на юго-восток. Плоскогорье является северной окраиной пустыни Дешт-и-Кевир, находящейся в основном уже за пределами рассматриваемой территории.

К северу от Аладаг-Биналудской горной дуги, отделяя ее от Копет-Дага, расположено межгорное понижение, по которому проложили свои долины реки Атрек, текущий на запад, и Кешефруд (приток р. Герируд), текущий на восток. К западу от Буджнурда, т. е. в среднем течении Атрека, депрессия выражена слабо. Иная картина наблюдается к востоку от Буджнурда. Здесь высокие хребты Копет-Дага и Биналуд круто обрываются соответственно на юг и на север, уступая место ровной Кучан-Мешхедской долине, имеющей в плане форму вытянутого эллипса и тянущейся на юго-восток от Ширвана на расстояние 275 км. В районе Кучана ширина ее 8—10 км, у Мешхеда она увеличивается до 28 км; абсолютная высота составляет 1000—1400 м. Дальше на юго-восток долина постепенно сужается, заканчиваясь узким ущельем Кешефруд, прорезающим восточные хребты Копет-Дага. Водораздельная линия бассейнов Атрека и Герируда проходит в 12 км восточнее Нового Кучана.

К северу от этой долины находится сложно построенное горное сооружение Копет-Даг, под которым мы понимаем всю систему хребтов севернее долины Атрека и Кешефруда, расположенных как в пределах иранской территории, так и в СССР. Хребет, по которому проходит государственная граница СССР и Ирана, является лишь частью этого сооружения.

В нашей геологической литературе укоренилось подразделение советского Копет-Дага на три части: западный Копет-Даг (к которому относится территория к западу от р. Арваз), центральный Копет-Даг (районы, находящиеся между р. Арваз и Гяурской антиклиналью) и восточный Копет-Даг, в пределы которого попадает узкая, иногда всего в 2—5 км, горная полоса, протягивающаяся вдоль государственной границы. При рассмотрении горного сооружения Копет-Дага в целом, включая часть, расположенную на зарубежной территории, такое подразделение не совсем правильно, так как в этом случае центральным Копет-Дагом следует называть срединную зону всей этой системы.

Высокогорная часть Копет-Дага, располагающаяся почти целиком в пределах Ирана и захватывающая территорию СССР только в некоторых пограничных районах (хребты Гаудан, Массинев), состоит из хребтов с абсолютными отметками до 3000 м, разделенных узкими межгорными долинами. Эта система протягивается на расстояние более 350 км от района Бадхыза на юго-востоке, где наблюдается погружение Копет-Дага, до меридиана $57^{\circ}30'$ на северо-западе. Западнее рельеф становится менее расчлененным, все большее значение приобретают широкие водораздельные плато; отметки хребтов понижаются (до 2000 м и менее). В области западного погружения Копет-Дага ширина его увеличивается

в два-три раза. Отдельные хребты выражены здесь слабо, сливаясь в некоторых местах в обширное холмистое плоскогорье, прорезанное глубокими долинами. Простираение хребтов меняется с юго-восточного на юго-западное.

В пределах советской части западного Копет-Дага четко выделяется Передовой хребет, протягивающийся вдоль северного ограничения гор на расстояние свыше 150 км. На северо-западном окончании Копет-Дага от Передового хребта отходят отдельные гряды, имеющие юго-западное простираение; наиболее крупные из них — Карагез и Даната. Такое же простираение имеет и расположенный северо-западнее изолированный невысокий (770 м) хребет Малый Балхан, входящий в систему Копет-Дага. Юго-восточным окончанием Передового хребта служит сложно построенный горный район, известный под названием «Арчман-Нухурского узла», где выдержанное северо-западное простираение Передового хребта сменяется северо-восточным, почти поперечным к общему простираению Копет-Дага.

Вблизи северной границы центрального Копет-Дага возвышается несколько отдельных вершин, наиболее крупные из которых — Ули-Топа (1564 м) и Маркоу (1280 м).

В восточном Копет-Даге к северу от системы высокогорных хребтов расположена зона среднегорья, ограниченная с севера цепочкой гор Гяурс-Даг, Зира-Кев, Асряк-Даг, Сухта-Кю, Девяна-Кю, по которым проходит государственная граница.

Севернее Копет-Дага находится обширная низменность, покрытая песками Кара-Кумы; только сравнительно узкая полоса предгорной равнины не занята песками. Ширина этой полосы колеблется в пределах от 5—20 км в районе Ашхабада и Безмеина до 30—40 км в районе Кызыл-Арвата.

К западу от Туркмено-Хорасанских гор расположена Закаспийская низменность. Большая часть ее покрыта такырами и солончаками; развиты здесь и значительные песчаные массивы (Мешедские пески, пески Сайнаксак, Кызыл-Кум и др.). В северной части низменности имеются отдельные небольшие возвышенности (Боя-Даг, Сырт-Яйли, Кобек и др.) с относительной высотой от нескольких десятков до 135 м.

К северо-западу от Копет-Дага расположен изолированный хребет Большой Балхан (высотой до 1880 м), имеющий широтное простираение и протягивающийся на расстояние около 70 км. В наиболее высокой части он представляет широкий свод, обрывающийся к северу почти километровым уступом. Северо-западным продолжением Большого Балхана служит полоса мелкогорья, продолжающаяся с некоторыми перерывами до южного берега Красноводского полуострова, где она носит название гор Кюрянын-Кюрре и Куба-Даг. Эта гряда, незначительно возвышаясь над поверхностью Красноводского плато, обрывается к югу уступом высотой 100—150 м. Красноводское плато — это слабо холмистая поверхность с очень небольшим уклоном к северу. Невысокое холмистое мелкогорье представляет район Туар-Кыра.

Реки, берущие начало в Туркмено-Хорасанских горах, принадлежат нескольким бассейнам. На юге — это бессточный бассейн пустыни Дешт-и-Кевир, на западе и северо-западе — бассейн Каспийского моря; на севере и востоке реки теряются в южной части пустыни Кара-Кумы, которую тоже можно рассматривать как самостоятельный бессточный бассейн.

Реки бассейна пустыни Дешт-и-Кевир немногочисленны; вода в них обычно исчезает сразу же после выхода с гор. Только две реки — Кала-и-Мура, берущая начало в западном Ала-Даге к северу от Джаджерма, и ее левый приток Калшур, собирающий воды с хр. Биналуд, текут далеко

за пределы Туркмено-Хорасанских гор — во внутренние районы пустыни Дешт-и-Кевир.

Бассейну Каспийского моря принадлежат реки северного склона Эльбурса, из которых наиболее крупные — Лар, Харазчай, Талар и Теджен. С востока в Каспийское море впадают две большие реки — Горган и Атрек. Горган собирает воды с северного склона восточного Эльбурса, вдоль которого он течет в западно-юго-западном направлении вплоть до впадения в море. Атрек начинается в Кучан-Мешхедской долине и служит водосбором для северных склонов Ала-Дага и южных склонов Копет-Дага. Наиболее крупный правый приток Атрека — Сумбар — собирает воды со значительной части территории западного Копет-Дага.

Бассейну низменных Кара-Кумов принадлежит ряд небольших рек, берущих начало на северном склоне Копет-Дага. Наиболее крупные из них (с запада на восток) — Араз-Деу, Кессы, Арваз, Сегиз-Яб, Фирюзинка, Дорунгяр, Душак, Меана-Чай и Чаача-Чай. Все они теряются в предгорной полосе. К этому же бассейну относится р. Теджен, носящая в своем верхнем течении, в Афганистане, название Герируд. Левый приток Герируда — р. Кешифруд — начинается в восточной половине Кучан-Мешхедской долины и затем, прорезав глубоким ущельем хр. Муздеран, впадает в Герируд вблизи афгано-иранской границы.

ГЛАВА 2

КРАТКИЙ ОБЗОР ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В истории геологического изучения Туркмении можно выделить три основных этапа.

Первый этап приходится на дореволюционный период. Это было время маршрутных исследований, позволивших составить общее представление о геологическом строении Туркмено-Хорасанских гор и прилегающих к ним территорий. Этот период связан с именами выдающихся русских геологов — В. А. Обручева, К. И. Богдановича, Н. И. Андрусова, К. П. Калицкого, В. Н. Вебера.

Второй этап охватывает 20-е и начало 30-х годов, когда была начата геологическая съемка Копет-Дага в масштабе 1 : 200 000. Впервые получили более детальное освещение вопросы стратиграфии, гидрогеологии и отчасти тектоники Туркмении.

Третий этап, начавшийся в середине 30-х годов, когда в Туркмении была создана своя геологическая служба, стал важнейшим. За последние 20 лет в изучении геологического строения Туркмении достигнуты крупные успехи: вся территория Копет-Дага покрыта геологической съемкой масштаба 1 : 100 000, выполнено большое количество тематических работ, посвященных самым различным вопросам геологии Туркмении. В последние 10 лет широкое развитие получили геофизические работы, давшие богатейший материал для познания геологического строения равнинных пространств.

Первые значительные работы по геологии южных районов Туркмении и северного Ирана были начаты в 80-х годах прошлого столетия. Среди них в первую очередь следует упомянуть исследования К. И. Богдановича (1887, 1888, 1890), который пересек маршрутами основные хребты и депрессии Туркмено-Хорасанских гор и дал сравнительно подробное их описание. Им составлена первая стратиграфическая схема этой территории. Касаясь ее тектоники, К. И. Богданович выделил здесь Эльбурс-Нишапурскую группу хребтов, отделяющую расположенную севернее Туркмено-Хорасанскую группу (так он называл Копет-Даг) от лежащей южнее группы Кебири.

В своих работах К. И. Богданович правильно восстановил некоторые важные моменты истории геологического развития рассматриваемой страны. Он обратил внимание на исчезновение нижнеюрских угленосных отложений к востоку от Эльбурса. В хр. Мульгазар им установлено несогласное налегание верхнеюрских известняков на девонские отложения, что указывает предверхнеюрские поднятия этого района. Отмечая существенные отличия в истории развития Туркмено-Хорасанских гор (Копет-

Даг) и Нишапурских гор (Эльбурс, Ала-Даг, Биналуд), К. И. Богданович подчеркнул, что нижнемеловые отложения, широко развитые в Туркмено-Хорасанских горах, отсутствуют в Нишапурских, и сделал отсюда вывод о том, что в нижнемеловое время Эльбурс и Нишапурские горы возвышались в виде горного кряжа. Он отметил также, что как в течение верхнего мела, так и в эоцене морские трансгрессии проникали в Эльбурс с юга, что свидетельствует о наличии севернее (т. е. в пределах современного Копет-Дага) участка суши. К. И. Богданович считал, что район Кебири с древних пор до третичного времени был сушей, лишь в короткие промежутки времени покрывавшейся морем. Он указал на существование в миоцене двух самостоятельных бассейнов, разделенных поднятием на месте Туркмено-Хорасанских гор.

Приблизительно в эти же годы начал свои исследования в Закаспийском крае Н. И. Андрусов, продолжавший их с перерывами в течение свыше 25 лет. Андрусов (1905) дал первое довольно подробное описание геологического строения Большого и Малого Балхана и Красноводского полуострова. Главное внимание в его работах обращено на изучение истории Каспийского бассейна и эволюции его фауны. Н. И. Андрусовым разработаны основы современного стратиграфического расчленения неогеновых отложений западной Туркмении. Крупнейшим его достижением в изучении стратиграфии Каспийского бассейна явилось выделение акчагыльского яруса. В специальной монографии он осветил также стратиграфию апшеронского яруса (1923).

Несколько иной, более подробный, характер носили работы В. Н. Вебера и К. П. Калицкого (1911, 1914—з, 1922), которые в первом и втором десятилетиях нашего века изучали куполовидные складки плиоценовых пород в Закаспийской впадине (Челекен, Нефте-Даг, Боя-Даг и др.). Хотя в настоящее время их точка зрения на генезис этих структур, как скрытых на значительной глубине лакколитов, вызывает серьезные возражения, однако основное стратиграфическое расчленение пород и определение главных элементов тектоники даны ими правильно.

Работами А. Д. Нацкого (1915, 1916) было положено начало площадной геологической съемке отдельных районов Копет-Дага. Нацкий разработал стратиграфию меловых и третичных отложений ряда хребтов западного Копет-Дага (Малый Балхан, Даната, Кюрен-Даг) и показал, что эти хребты представляют крупные асимметричные брахиантиклинальные складки. Им установлены на Малом Балхане разрыв и стратиграфическое несогласие между альбом и сеноманом.

Интересные работы в дореволюционный период были выполнены русскими исследователями на территории Ирана. Л. С. Либрович (1918—1921) предложил стратиграфическую схему для северо-восточного Эльбурса (хр. Мулгасар), обратив внимание на существенные отличия в строении этого района по сравнению с Копет-Дагом, с одной стороны, и Эльбурсом — с другой.

Д. В. Голубятников (1921) описал складчатые структуры в третичных отложениях северного склона Эльбурса. Предложенная им стратиграфическая схема не потеряла своего значения и до настоящего времени.

Наконец, следует остановиться на сводке по геологии Ирана А. Шталя (Stahl, 1911). В этой работе обстоятельно изложены все имевшиеся к тому времени материалы по стратиграфии Ирана, причем наиболее подробно дана стратиграфия центрального Эльбурса, приведен краткий очерк геологической истории Ирана и дано общее описание тектоники крупных горных сооружений, обрамляющих Иранское плоскогорье.

Упомянем также заметки Гризбаха (Grisbach, 1887) и Э. Титце (Tietze, 1877), посвященные описанию восточного Ирана и района Эльбурса, а из более поздних работ — статью Л. Крумбека (Krumbeck, 1922),

в которой изложены стратиграфические результаты обработки коллекций фауны, собранной Нидермайером во время его поездки по Ирану в 1912—1913 гг.

Таким образом, в результате дореволюционных исследований были выяснены самые общие черты тектоники рассматриваемой территории и в первом приближении намечено стратиграфическое расчленение слагающих ее пород. Степень изученности северных районов Ирана и нашей части Туркмено-Хорасанских гор была более или менее одинакова.

Следующий этап в изучении геологии Туркмении связан прежде всего с именем И. И. Никшича, начавшего здесь свои исследования в 1923 г. В течение десяти лет И. И. Никшич и работавшие под его руководством В. Н. Огнев, В. В. Александров и Г. И. Смолко подробно описывали геологическое строение Копет-Дага и некоторых других районов (Никшич, 1924, 1926₁₋₃, 1931, 1932; Никшич и Огнев, 1928; Александров, 1932, 1934; Огнев, 1932, 1933; и др.). Все работы в Копет-Даге сопровождались геологическим картированием, обычно в масштабе 1 : 200 000. Таким образом, уже к 1932 г. большая часть Копет-Дага была покрыта геологической съемкой. В это же время были проведены площадные геологические исследования некоторых участков северо-западной области описываемой территории: П. М. Васильевским (1932) на Большом Балхане, М. Ф. Двали, Г. А. Лебедевым и Л. А. Никитюком (1932) — на Красноводском полуострове, Н. П. Лупповым — на Туар-Кыре (1931, 1932). Отметим также работы А. В. Данова (1931) по третичным отложениям южных Кара-Кумов и работы Б. А. Федоровича (1930, 1934) по геологическому строению западных Кара-Кумов и Заузбойского дислоцированного района.

Не имея возможности останавливаться на каждой из названных выше работ, отметим, что благодаря им Туркменскую ССР можно отнести к числу хорошо изученных для того времени территорий. В этих трудах была довольно подробно разработана стратиграфия меловых и в меньшей мере — юрских и третичных отложений и даны сравнительно детальные описания структур многих районов Копет-Дага. Исключительное значение эти работы имели для гидрогеологии Туркмении, поскольку были изучены все ранее известные источники, открыто большое число новых и установлен ряд закономерностей в распределении подземных вод и их выходах на поверхность. На основании работ в центральном Копет-Даге И. И. Никшич выявил наличие по его северному крылу разломов (понимавшихся им, очевидно, в качестве одного крупного разлома или, во всяком случае, единой их зоны), с которыми связаны многочисленные родники теплой воды.

Происхождение и тектоническое значение этой — так называемой термальной — линии Копет-Дага (представление о которой было наиболее полно развито П. И. Калугиным) позднее послужили предметом неоднократных дискуссий.

К этому же времени были более детально изучены некоторые куполовидные складки Закаспийской впадины и высказаны соображения о происхождении приуроченной к ним нефти. Упомянем работы Г. И. Смолко (1932) и сводку С. А. Ковалевского (1934, 1940). Исследования южной части впадины проводил А. И. Косыгин (1935_{1, 2}).

В этот же период были выполнены и некоторые стратиграфические работы, из которых в первую очередь должен быть назван труд В. Ф. Пчелинцева и Г. Я. Крымгольца (1934), содержащий подробное описание юрской и нижнемеловой фауны Большого Балхана, западного и центрального Копет-Дага, а также дана схема стратиграфии этих отложений.

В 1929 г. была опубликована небольшая сводка П. М. Васильевского, А. В. Данова и И. И. Никшича (1929), в которой авторы подвели итоги тогдашним знаниям о геологии Туркмении.

Для зарубежной территории А. Ф. Соседко дал в двух статьях (1931, 1932) краткое описание рельефа и геологии восточного Хорасана. Он пришел к выводу, что строение осмотренной им части зарубежного Копет-Дага ничем существенно не отличается от его советской части.

В 1930 г. была опубликована работа А. М. Овчинникова, в которой рассматривается тектоника небольшого участка южного склона Эльбурса к северу от Тегерана. Овчинников установил здесь две крупные чешуи палеозойских и мезозойских пород, надвинутые с севера на юг на отложения эоцена и миоцена.

В 1934 г. вышли в свет две сводные работы по геологии Эльбурса — Рибена (Ribén, 1934) и Ривьера (Rivière, 1934). На первой из этих работ мы останавливаться не будем, так как она посвящена геологии западного Эльбурса, отметим только, что и до настоящего времени сводка Рибена остается одной из основных работ по геологии иранского Азербайджана. Монография Ривьера, посвященная геологии центрального Эльбурса, до сих пор остается лучшей работой по геологии Эльбурса и Ирана вообще. Подводя итоги своим многолетним исследованиям в центральном Эльбурсе, Ривьер подробно изложил стратиграфию и детально описал тектонику этого района. Работа Ривьера сопровождается геологической картой масштаба 1 : 300 000.

В результате исследований второго этапа была разработана довольно подробная стратиграфическая схема мезозойских и третичных отложений советской части рассматриваемой территории и изучена тектоника отдельных ее районов. Однако цельного представления о структуре выполнено еще не было, хотя гидрогеологические исследования значительно продвинулись. Степень изученности большей части иранской территории оставалась примерно на том же уровне, что и в дореволюционный период (за исключением центрального Эльбурса).

Третий этап характеризуется созданием в Туркменской ССР постоянных геологических учреждений. В 1934 г. в системе треста Туркменнефть была организована геологическая служба; вслед за этим в том же году была создана Ашхабадская гидрогеологическая партия, впоследствии реорганизованная в Туркменское геологическое управление. Позднее при Туркменском филиале АН СССР были организованы Институт геологии и другие геологические учреждения (Машрыков, 1951).

За короткий промежуток времени (1934—1944 гг.) вся территория советского Копет-Дага была покрыта новой геологической съемкой масштаба 1 : 100 000. В этих работах принимали участие П. И. Калугин, М. П. Сукачева, Г. И. Каляев, В. Н. Огнев, Н. П. Васильковский, А. В. Данов и многие другие.

Были проведены детальные исследования с целью изучения стратиграфии развитых в Туркмении отложений и составлены крупные монографии: О. С. Вялова «Палеоген Туркмении», А. В. Данова «Фаии и распределение нефтеносности на территории Туркменской ССР», М. П. Сукачевой «Геологический очерк к геологической карте западного Копет-Дага», П. И. Калугина «Центральный и восточный Копет-Даг»¹. Одновременно было написано много более мелких работ, значительная часть которых была опубликована. Упомянем статью Н. П. Луппова (1938), освещающую историю развития Средней Азии в нижнемеловую эпоху. О. С. Вялов (1947^{1, 2}, 1951, 1952, 1956 и др.) в серии статей изложил свои соображения о стратиграфии палеогеновых отложений Туркме-

¹ См. К. К. Машрыков (1951).

нии, сопоставив предлагаемую им схему деления этих осадков со среднеазиатской и кавказской схемами. В одной из работ Вялов (1951) охарактеризовал палеогеографию Туркмении в нижнетретичное время.

В опубликованной в 1938 г. работе В. Н. Огнев дал схему стратиграфии неогеновых отложений и наметил корреляцию между разрезами их в морской фации западной Туркмении и в континентальных фациях центрального и восточного Копет-Дага. Более поздние данные по стратиграфии неогеновых и четвертичных отложений и истории этого времени приведены в трудах А. А. Али-Заде (1952, 1953, 1954_{1, 2}, 1955), Н. П. Луппова и А. Г. Эберзина (1945), А. Г. Эберзина (1956), А. Г. Эберзина и Л. А. Невесской (1953), В. П. Колесникова (1936_{1, 2}, 1951), П. В. Федорова (1946_{1, 2}, 1948), Д. В. Церетелли (1953), В. Ф. Соловьева (1954₁), Г. В. Шведова (1953), А. А. Ямнова и В. Н. Кунина (1953), М. К. Граве (1954), Г. И. Попова (1955, 1956) и др.

По результатам исследований более древних отложений опубликовано меньше статей. Отметим заметку Г. Я. Крымгольца (1950) о юре Большого Балхана, Н. К. Трифонова (1940) о верхнемеловых отложениях Туар-Кыра, А. Б. Вистелиуса (1954) о минеральных ассоциациях аптсеноманских пород, Е. А. Глазуновой (1949) об альбе Копет-Дага.

Довольно много работ посвящено геологическому строению отдельных районов. Не перечисляя их все, упомянем лишь важнейшие, а именно: А. А. Али-Заде и К. К. Машрыкова (1951) о Прибалханских складках, О. С. Вялова (1940) об островах Балханского залива, Г. Я. Крымгольца и Г. В. Шведова (1947) о корнях грязевых вулканов Закаспия, Н. П. Луппова (1946, 1952) о геологическом строении и структуре Красноводского полуострова, К. К. Машрыкова о тектонике Большого Балхана и Туар-Кыра (1952, 1955), В. Н. Кунина (1946) о структуре Кара-Кумов, В. Б. Порфирьева (1938) о глубинной тектонике Закаспийской впадины, В. С. Курбатова о возрасте и строении ядра Туаркырской антиклинали (1956).

Необходимо указать также на статью А. А. Шрейдера (1948), в которой подведены итоги геофизических исследований первой половины рассматриваемого этапа.

Обширные геофизические исследования, проведенные в последние годы в равнинных районах Туркмении под руководством Ю. Н. Година, дали чрезвычайно богатый материал по глубинному геологическому строению Закаспийской низменности и Предкопетдагскому прогибу.

Огромный фактический материал, собранный в процессе выполнения перечисленных работ, послужил основанием для ряда тектонических построений и гипотез, касавшихся всей (или значительной) части Туркмении.

Одним из первых подобные представления сформулировал В. Н. Огнев (1937₁), указавший, что Копет-Даг в целом представляет северную окраину гигантской складчатой дуги, почти по прямолинейной границе соприкасающейся с Каракумской платформой. Резкость границы двух областей различного строения отражает, по мнению В. Н. Огнева, древний тектонический план, заложенный еще в палеозое. Однако в Копет-Даге глубоко опущенные палеозойские структуры не смогли повлиять на ориентировку поверхностных складок, — только вдоль края платформы простираение последних подчинилось влиянию жесткого упора. В результате возникла видимая виргация «основного» северо-западного простираения копетдагских складок. В. Н. Огнев указывал, что с приближением к краю Каракумской платформы складки нередко опрокидываются на нее, проявляя местами (в глубоких частях) изоклинальный характер. Он подразделил территорию советской части Копет-Дага на «южную зону громадных складок» и «узкую северную зону передовых складок»,

опрокинутых к северу, с разрывами северных крыльев и надвиганием на север. Надвиги объединяются в один непрерывный разлом, протягивающийся на сотни километров вдоль подножья Копет-Дага и, — что особенно важно, — являющийся линией термальных источников.

В другой работе (1937₂) В. Н. Огнев, рассматривая геологическое строение района между Искандером и Бами, пришел к выводу о том, что Копет-Дагу свойственны и покровные структуры, которые в нем ранее не отмечались. Он писал: «Надвиг, переходящий в верхних частях в покров, — такова характеристика главной структурной линии Копет-Дага» (стр. 797).

Ближние позиции в этом вопросе занял Г. И. Каляев (1945). Описывая тектонику Арчман-Нухурского района, находящегося на границе западного и центрального Копет-Дага, он отметил, что характер дизъюнктивных структур и кулисообразное расположение складок свидетельствуют о наличии к северу относительно жесткого сооружения, край которого ориентирован в северо-западном направлении.

П. И. Калугин (1942), развивая представления И. И. Никшича, наметил «термальную линию» вдоль всего северного ограничения Копет-Дага. Он писал, что копетдагская термальная линия приобретает региональное значение, являясь одним из главных структурных элементов северной краевой зоны Туркмено-Хорасанской складчатой области. П. И. Калугин считал, что надвиги северного склона Передового хребта не представляют один, непрерывный разлом, как это считал В. Н. Огнев, — термальная зона состоит из нескольких надвиговых структур, соответствующих главным антиклинальным структурам Передового хребта Копет-Дага.

В другой работе (1945) П. И. Калугин рассмотрел тектонику центрального Копет-Дага, для которой, по его мнению, характерно наличие крупных разрывов, диагональных к общему простиранию, на фоне сравнительно спокойной складчатости. Перемещения по этим разрывам, достигавшие нескольких километров, происходили не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении. П. И. Калугин предложил называть их сбросо-сдвигами.

Г. И. Каляев (1946) дал анализ тектонического строения всего Копет-Дага. Развивая представления П. И. Калугина о важной роли в тектонике Копет-Дага диагональных разрывов, Каляев обратил внимание на то, что разрывы ориентированы главным образом в северо-западном направлении, тогда как в западном Копет-Даге преобладают разрывы северо-восточного простирания. Это позволило Г. И. Каляеву высказать предположение об образовании разрывов в результате стресса, при давлении, направленном с юга на север, в район Арчман-Нухурского узла. К западу отсюда разрывы имеют северо-восточное простирание, к востоку — северо-западное.

О весьма широком распространении надвигов в советской части Копет-Дага говорил и В. П. Мирошниченко. Он показывал надвиги и покровы даже в весьма просто и спокойно построенном районе горы Душак в центральном Копет-Даге (Мирошниченко, 1937). В другой работе (Мирошниченко, 1938) он описал уже упоминавшийся Арчман-Нухурский район, на примере которого попытался установить новый тип складчатости. Однако, в отличие от Е. В. Огнева, Г. И. Каляева и П. И. Калугина, В. П. Мирошниченко пришел к выводу о том, что складчатость не заканчивается у современного северного края Копет-Дага, а продолжается в погребенном виде в пределах Кара-Кумов. В этой связи он считал, что границу Каракумской платформы, которую В. Н. Огнев проводил вдоль подножья Копет-Дага, следует отодвинуть дальше на север. По его мнению, в южных Кара-Кумах проходит область передового прогиба, выпол-

ненного третичными и четвертичными отложениями, складчатая структура которых имеет куполообразный вид.

Строение предгорного прогиба рассматривал Д. В. Наливкин (1951) в специально посвященной этому вопросу статье. Он оценил ширину прогиба в 100—150 км; в западной части прогиба расположен Большой Балхан, представляющий поднятие внутри прогиба.

Вопрос о соотношении Копет-Дага с Кара-Кумами разобран в работе Л. Н. Леонтьева (1953). По его наблюдениям, «главный надвиг» Копет-Дага нельзя считать одним из важных структурных элементов северной краевой зоны Туркмено-Хорасанской складчатой области. Л. Н. Леонтьев подчеркнул, что в центральном Копет-Даге надвиг удастся наблюдать только в немногих пунктах, где он представляет отнюдь не самостоятельный структурный элемент, а лишь часть внутренней структуры тех антиклинальных складок, которые осложнены разломами. К аналогичным выводам пришли Б. А. Петрушевский и И. А. Резанов (1958) на основании своих наблюдений в Передовом хребте западного Копет-Дага.

В 1954 г. были опубликованы две статьи Б. А. Петрушевского, И. А. Резанова, В. А. Растворовой и Н. Н. Леонова, где освещены итоги первого этапа наших исследований в Туркмении. В этих работах предложена новая схема тектонического районирования Копет-Дага. В отличие от взглядов предыдущих исследователей, Копет-Даг рассматривается не как единое в тектоническом отношении горное сооружение, с единым же Передовым хребтом, протягивающимся через всю территорию с северо-запада на юго-восток,— в пределах Копет-Дага может быть выделена западная его зона, мозаично построенная складчатая область, которая существенно отличается историей развития от расположенного юго-восточнее крупного Копетдагского антиклинория.

В последнее время в литературе дискутируется вопрос о структурном положении Большого Балхана. Это часть более общего вопроса — о соотношении альпийской геосинклинальной области с платформой, находящейся в северной части Туркмении. Как известно, по этим вопросам были высказаны весьма различные соображения.

А. Д. Архангельский (1941) относил Большой Балхан вместе с Туаркыром и Мангышлаком к зоне мезозойской складчатости, которую он в разных своих работах рассматривал как протягивающуюся на восток полосу разной ширины и длины. А. Д. Архангельский полагал вероятным соединение Копет-Дага с Кавказом посредством дуги, идущей от Апшеронского полуострова через Эльбурсский узел к Копет-Дагу.

М. И. Варенцов (1940) включал Большой Балхан в состав альпийской складчатой зоны, настаивая на соединении Кавказа и Копет-Дага поперек Каспия (через Апшеронский порог). Он отрицал возможность крутого поворота к югу складок, представляющих западное продолжение Копет-Дага.

Этим соображениям довольно близки взгляды М. В. Муратова (1946, 1955), относящего Большой Балхан к альпийской геосинклинальной области и считающего его крайней восточной из крупных мегантиклиналей ее внешнего края (в числе таких мегантиклиналей М. В. Муратов называет также Большой Кавказ и Горный Крым).

К альпийскому складчатому сооружению отнес Большой Балхан в своей последней работе и Д. В. Наливкин (1951), рассматривая его как поперечное поднятие Предкопетдагского передового прогиба.

П. И. Калугин (1942), включая Малый Балхан в состав Копет-Дага, подчеркивал проблематичность отнесения Большого Балхана к Копетдагской системе и возможности соединения последней через Большой Балхан с Кавказом.

Наряду с представлениями о третичном или мезозойском возрасте складчатой структуры Большого Балхана высказываются мнения о принадлежности его к эпигерцинской платформе. Такое соображение было высказано А. Л. Яншиным (1951) и отражено на тектонической карте СССР, составленной под редакцией Н. С. Шатского (1957). В нескольких статьях эту точку зрения защищает В. Ф. Соловьев (1954₂, 1956).

Промежуточную позицию в этом вопросе занимает Н. П. Луппов (1952), считающий, что Большой Балхан относится к краевой части Копетдагской геосинклинали, но в результате альпийских движений образовал структуру, единую с «жестким» массивом Куба-Дага, складчатость которого является более древней.

В работах Б. А. Петрушевского, И. А. Резанова, В. А. Растворовой и Н. Н. Леонова (1954_{1, 2}) приведена подробная аргументация в пользу отнесения Большого Балхана к эпигерцинской платформе. Б. А. Петрушевский (1956), развивая свои представления о принадлежности Большого Балхана к эпигерцинской платформе, объясняет большие мощности мезозоя в этом районе существованием здесь так называемого приразломного прогиба, расположенного на месте предполагаемого им глубинного разлома.

В самое последнее время я (Резанов, 1956) высказался против отнесения Большого Балхана к платформе. Рассмотрение истории развития этой территории убеждает меня в принадлежности Большого Балхана к альпийской складчатой области. По характеру колебательных движений его следует отнести к числу парагеосинклиналей.

По иранской части рассматриваемой территории в последние два десятилетия появились работы, освещающие ее геологическое строение. Из них в первую очередь должна быть упомянута сводка американского геолога Ф. Клаппа (Clapp, 1940), составленная главным образом по материалам различных исследователей и лишь отчасти основанная на наблюдениях автора и его помощников — Л. Томпсона (Thompson, 1938) и Ф. Ривса. Глава, посвященная тектонике северо-восточного Ирана, не дает даже самого общего представления о структуре Туркмено-Хорасанских гор и других складчатых сооружений восточного Ирана. Несколько удачнее написан раздел стратиграфии, в котором приведен обширный, хотя и мало обработанный материал. Позднее была напечатана статья Э. Боннара (Bonnard, 1944) с описанием геологического строения небольшого района хр. Биналуд, к югу от Мешхеда. Автор высказался в пользу мезозойского возраста гранитов района Мешхеда. Он обратил внимание на почти горизонтальное залегание апт-альбских отложений и сделал отсюда вывод о доаптском возрасте складчатых структур Биналуда.

В опубликованной в 1946 г. работе С. А. Трескинского рассмотрено геологическое строение Эльбурса. Отметив малую мощность залегающих там мезозойских отложений, автор указал, что интенсивное прогибание Эльбурсской геосинклинали происходило только в эоцене. Он придает большое значение надвигам, построив для западного и центрального Эльбурса «гиперболу надвигов».

Следует отметить содержательную статью В. П. Мирошниченко (1947), освещающую геологическое строение северо-восточного Хорасана. Этот автор выделил здесь шесть тектонических зон, характеризующихся различной историей развития и разными типами складчатости. К его работе приложены геологическая карта и схема тектоники указанного района.

И. Шредер (Schroeder, 1944, 1945) впервые попытался дать схему тектонического строения всей территории Ирана. Помимо трех тектонических зон в пределах Иранид, к которым он относит систему Загроса, Шредер выделяет древний консолидированный цоколь центрального Ирана, по южной окраине которого, между ним и Иранидами, расположена

сравнительно узкая тектоническая зона Урмия — Дуктар, которая характеризуется вулканическими излияниями в верхнем мелу, продолжавшимися затем до верхнечетвертичного времени. К северу от Центрально-Иранской зоны им выделена тектоническая зона Эльбурса, к которой Шредер относит также и Аладаг-Биналудский мегантиклинорий, тогда как Копетдагский мегантиклинорий в эту зону он не включает.

Совершенно новые представления о тектоническом строении Центрально-Иранского плато высказывает Э. Байер (Baier, 1940). Основываясь на своих исследованиях Анарекского района, Байер приходит к выводу о том, что упоминаемые Шталем горы, сложенные кристаллическими породами, которые приводились в качестве главного доказательства выхода древнего основания на поверхность, представляют не что иное, как видоизмененные юрские угленосные отложения; последние образуют всюду сильно смятые и метаморфизованные хребты внутреннего Ирана. Кроме того, Байер приводит и другие доказательства, свидетельствующие о молодом альпинотипном тектогенезе в центре Ирана, протекавшем в несколько фаз. По его мнению, внутренняя область в отношении стратиграфии и тектоники отличается от окружающих ее хребтов значительно меньше, чем это предполагалось до сих пор.

В 1948 г. вышла работа Э. Байли и др. (Bailey, Cyrie a. Asfia), освещающая геологическое строение небольшого района центрального Эльбурса к северо-востоку от Тегерана. Проводя исследования, более подробные по сравнению с осуществленными Ривьером, Байли и его сотрудники внесли некоторые уточнения в прежние представления о геологии этого района.

Из работ иностранных авторов упомянем, кроме того, интересные статьи Р. Фюрона (Furon, 1938, 1941, 1954). В одной из них Фюрон (1939) выдвигает предположение о существовании древней поперечной структуры, вытянутой в меридиональном направлении от района хр. Джагатай к п-ву Оман.

Геологическое строение прилежащих с востока территорий Афганистана освещено в недавно опубликованной статье С. Попола и С. Тромпа (Popol a. Tromp, 1954).

Исследования третьего этапа в истории геологического изучения Туркмении увенчались выходом в свет первого тома трудов Института геологии Академии наук Туркменской ССР под редакцией П. И. Калугина. Написанный большим коллективом туркменских геологов, этот сборник знакомит читателей с последними результатами во всех областях геологических исследований. Не рассматривая подробно всех этих работ, отметим лишь важнейшие из них.

Н. П. Луппов (1956), опираясь на литературные материалы и свои собственные исследования, выступил с очерком истории геологического развития территории Туркменской ССР. Большой интерес представляет статья П. И. Калугина (1956), освещающая результаты геологических исследований автора в зарубежной части Копет-Дага. Кроме приведенного фактического материала, эта статья интересна тем, что в ней П. И. Калугин излагает современные представления о тектонике, основываясь на материале, имеющемся как по советской, так и по зарубежной территории. В составе Туркмено-Хорасанских гор он выделяет три основные складчатые системы: южную — Джагатайскую, среднюю — Аладагскую и северную — Копетдагскую, рассматривая далее только тектонику последней. В пределах Копет-Дага Калугин выделяет «Главный антиклинорий», состоящий из шести антиклинальных цепей, разделенных синклиналями. Здесь развиты веерообразные или сундучные складки, опрокинутые в северных цепях на север, а в южных — на юг. П. И. Калугин по-прежнему придерживается мнения о наличии

единой цепи антиклиналей, протягивающихся на 500 км вдоль всего северного ограничения Копет-Дага.

В сборнике помещены также статьи, освещающие стратиграфию плиоценовых отложений (Эберзин, 1956; Попов, 1956).

Большой интерес представляют новые данные об изверженных породах западной Туркмении (Худобина, 1956; Машрыков, 1956), вопрос о возрасте которых широко дискутируется. Новые данные о геологии Тураркырской антиклинали сообщает В. С. Курбатов (1956). Б. А. Петрушевский (1956) высказывает ряд соображений о происхождении куполовидных складок Прибалханского района.

После того как настоящая работа была закончена, вышел в свет XXII том «Геологии СССР», посвященный Туркменской ССР. В нем приведены материалы исследований по 1953 г. включительно. В большинстве своем они были известны мне ранее и использованы.

В заключение обзора геологических исследований рассматриваемой территории¹ необходимо подчеркнуть, что, если в дореволюционный период степень изученности была примерно одинакова в отношении иранской и русской частей, то в настоящее время Туркменская ССР принадлежит к числу всесторонне геологически изученных областей, тогда как о строении большей части северного Ирана мы по-прежнему вынуждены судить в значительной мере на основании беглых маршрутных пересечений.

¹ Работы, касающиеся сейсмичности, рассматриваются в главе, посвященной этому вопросу.

ГЛАВА 3

СТРАТИГРАФИЯ

Стратиграфическое описание дается по всей рассматриваемой территории, без подразделения ее на отдельные районы. Более подробно описывается советская часть. Участки, относящиеся к платформе, охарактеризованы схематичнее, чем альпийская складчатая область.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Палеозойские отложения, ограниченно распространенные в Туркмено-Хорасанских горах, принадлежат к числу наименее изученных. Они известны в виде отдельных, хотя иногда довольно крупных, массивов среди мезозойских отложений центрального и восточного Эльбурса. В восточном Хорасане, к югу от Мешхеда, ими сложена осевая часть хр. Биналуд. Небольшие выходы палеозоя обнаружены в северной части района — на Туар-Кыре.

Докембрийские (?) и нижнепалеозойские образования

Наиболее древними из пород, известных в пределах рассматриваемой территории, по-видимому, являются метаморфические сланцы хр. Биналуд. В. П. Мирошниченко (1947) отмечает, что, наряду с магматическими породами палеозойского или, может быть, более молодого возраста, несомненно наличие весьма древних метаморфизованных образований. Он указывает здесь гнейсы, полевошпатовые амфиболиты, змеевики, сланцы, мраморизованные известняки и др. Э. Боннар (Bonnard, 1944), проводивший детальную геологическую съемку этого района, выделяет три серии метаморфических пород, имеющих различное простирание, различный петрографический состав и разную степень метаморфизма. Хотя соотношения этих серий не вполне ясны, надо все же полагать, что породы здесь разновозрастные: как докембрийские, так и палеозойские. По аналогии с соседними районами Р. Фюрон (Furon, 1941), Л. Томпсон (Thompson, 1938), Ф. Клапп (Clapp, 1940) и другие исследователи приурочивают эти породы к докембрию. В. П. Мирошниченко сравнивает их по общему облику с образованиями, относимыми Д. В. Наливкиным на северном Памире к палеозою, а также со сложным комплексом метаморфических и магматических пород Большого Кавказа, которые И. Г. Кузнецов и В. П. Ренгартен считают докембрийскими.

Фаунистически охарактеризованные осадки кембрия известны только в юго-западном Иране, уже вне границ территории, рассматриваемой в настоящей работе. К осадкам среднего и верхнего кембрия там приуро-

чены мощные накопления солей. Здесь же обнаружены граптолитовые сланцы и кварцевые песчаники силурийского возраста.

Отложения силура обнаружены К. И. Богдановичем (1890) в восточном Эльбурсе, к югу от Шахруда, где в голубых глинах им найдены *Terebratula prisca* Schloth. и *Orthoceratites calamiteus* Müp.

Л. С. Либрович (1918—1921) условно (со знаком вопроса) относит к силуру «голубые и розовые сланцевые глины и глинистые сланцы», обнаруженные им на южном склоне хр. Мульгазар и в других местах верховьев левых притоков Горгана.

На Туар-Кыре к нижнему или среднему палеозою предположительно отнесена толща глинистых и кремнистых сланцев видимой мощностью 150—200 м. Здесь же в гальке белых известняков из пермо-триасовой толщи обнаружена следующая фауна верхнего силура: *Nalivkinia sibirica* Bübl., *Atrypa sublepidata* Verp., *A. ex gr. comata* Barr., *Spirifer pentameriformis* Tchern. и др. (Наливкин и Луппов, 1936).

Девонская система

Осадки девонского возраста широко распространены в центральном и восточном Эльбурсе; они имеют здесь двучленное строение. Нижняя часть разреза сложена глинистыми сланцами, кварцевыми песчаниками и кварцитами, обычно красноцветными. Работавшие там геологи обычно сопоставляют эти отложения с «древним красным песчаником» Европы. По данным А. Шталя (Stahl, 1911), мощность пород в районе Тегерана достигает 300 м. А. Ривьер (Rivière, 1934) определяет мощность глинистых сланцев и известняков девона в 600 м. А. Шталь отмечает, что «древний красный песчаник» уменьшается в мощности к югу от Эльбурса, а в горах Коруд совсем выпадает из разреза.

По возрасту эти отложения должны быть отнесены к верхам среднего девона и к верхнему девону. В северо-западном Иране красные песчаники подстилаются фаунистически охарактеризованными известняками среднего девона. В районе Эльбурса красные песчаники содержат слои известняков с верхнедевонской фауной.

Выше по разрезу песчаники и кварциты повсеместно сменяются темными маломощными известняками с богатой верхнедевонской фауной. Найденные здесь Шталем в числе других *Spirifer anosofoi* Verp. и *Sp. archiaci* Müg. h. указывают на франкий и фаменский возраст. Однако верхняя часть разреза принадлежит уже каменноугольной системе, так как здесь обнаружены формы, характерные для нижнего карбона, в том числе *Productus semireticulatus* Mart.

Л. Крумбек (Krumbeck, 1922) расчленяет верхний девон Эльбурса на четыре разновозрастных горизонта, охарактеризованных фауной.

В последнее время девонские отложения найдены в гальке красноцветной пермо-триасовой толщи Туар-Кыра. Здесь, в так называемом «чагыльском цикле», в плохо окатанной гальке известняков обнаружена микрофауна верхнего девона (Вистелиус, Миклухо-Маклай и Рябинин, 1953).

Каменноугольная система

В Эльбурсе к осадкам нижнего карбона относится верхняя часть известняковой толщи, нижние горизонты которой принадлежат к девону. А. Шталь (Stahl, 1911), Л. Крумбек (Krumbeck, 1922) и другие исследователи описывают здесь коричневато-серые криноидные известняки турнейского яруса со *Spirifer tornacensis* Kopp. и др. и черные кристаллические известняки визейского яруса с *Productus giganteus* Mart.,

Pr. striatus Fisch., *Pr. semireticulatus* Mart. и др. Ф. Клапп отмечает, что собранная Г. Шенком обильная фауна фузулинид позволяет отнести вышележащие отложения к среднему и верхнему карбону. Для восточного Эльбурса в районе Дамгана он приводит разрез каменноугольных отложений мощностью более 1500 м, состоящий из темных известняков с темно-коричневыми известковистыми сланцами в нижней части. Восточнее, в районе Шахруд-Туруда, наблюдается переслаивание серых и красных песчаников, кварцитов и известняков. В верхней части разреза встречаются конгломераты. Мощность каменноугольных отложений здесь также достигает 1500 м. Внутри этой толщи Ф. Клаппом установлено несогласие.

В восточном Хорасане каменноугольные отложения изучены значительно хуже. К. Гризбах (Grisbach, 1887) относил здесь к каменноугольной системе обнажающиеся в хр. Биналуд темные известняки, проследженные им из Афганистана, а также кварциты и лавы базальтов, интродуцированные различными изверженными породами.

Каменноугольные отложения известны и к югу от Туркмено-Хорасанских гор. Здесь во многих пунктах северной части пустыни Дешт-и-Кевир обнаружены темные известняки с фауной карбона.

Пермская система

Пермские отложения распространены, по-видимому, менее широко, чем каменноугольные. В Эльбурсе они известны главным образом в западной его части, уже вне пределов рассматриваемой территории (Stahl, 1911; Krumbeck, 1922; Rieben, 1935). В центральном Эльбурсе пермские известняки описаны Фюроном (1941). По сообщению Ф. Клаппа (Clapp, 1940), обильные пермские фузулины обнаружены Г. Шенком в хр. Ала-Даг в 20 км к юго-востоку от Гумбет-и-Габуза. Клапп замечает, что часть выходов, закартированных им как каменноугольные, возможно, имеет пермский возраст. Пермская фауна найдена в известняках небольшой мощности в северо-восточной части пустыни Дешт-и-Кевир.

На севере к пермской системе относится большая часть аманбулакской свиты Туар-Кыра (исключая верхнюю ее часть, имеющую нижнетриасовый возраст). Эти отложения подразделяются сейчас на три горизонта: нижний — песчано-конгломератовый, состоящий из многократно чередующихся песчаников и конгломератов, средний — аргиллитовый и верхний — конгломератовый. Общая мощность пермских отложений достигает 1100—1200 м (Курбатов, 1956).

МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Триасовая система

Триасовые отложения известны в Туркмено-Хорасанских горах в очень немногих местах. В Эльбурсе нижнетриасовые породы, которые представлены белыми известняками, лежащими, как отмечает С. А. Трескинский (1946), без видимого несогласия на породах палеозоя, обнаружены в ряде пунктов к северу, северо-западу и юго-востоку от Тегерана. Самый восточный выход известняков нижнего триаса отмечен в верховьях р. Талар.

В последнее время В. С. Курбатовым и М. П. Сукачевой нижнетриасовая фауна обнаружена на Туар-Кыре. Здесь на песчаники и конгломераты аманбулакской свиты пермского возраста без признаков несогласия ложится толща тонкозернистых песчаников, постепенно переходящих в светлые и коричневатые песчаные глины. Венчается она

слоем известняка с нижнетриасовой аммонитовой фауной. Видимая мощность толщи, относимой к нижнему триасу, составляет около 300 м (Кипарисова и Курбатов, 1952).

Породы среднего триаса известны только в южном и юго-восточном Иране и принадлежат уже отложениям северной части Индийского бассейна. В северной части пустыни Дешт-и-Люфт они представлены черными известняками и глинистыми сланцами (Clapp, 1940).

К верхнему триасу, точнее к рэтскому ярусу, в Эльбурсе и в восточном Хорасане относятся нижние горизонты континентальной угленосной толщи в основном юрского возраста; так, к югу от Мешхеда Э. Боннар (Bonnard, 1944) выделяет свиту конгломератов и песчаников с прослоями песчанистых сланцев и тонкими прослоями угля, в которых обнаружены отпечатки растений, позволяющие достаточно уверенно отнести эти отложения к рэтскому ярусу.

Юрская система

Осадки юрского возраста широко распространены на описываемой территории. В северной ее части они обнажаются в ядрах антиклиналей Большого Балхана и Туар-Кыра. В советской части Копет-Дага юрские отложения отсутствуют, за исключением небольшого выхода верхнеюрских известняков и доломитов в районе Бахардена. Наиболее широко юрские породы развиты в северном Иране, где ими в значительной мере сложены Эльбурс, Ала-Даг и Биналуд.

Нижнеюрский отдел

Отложения верхнего лейаса недавно установлены на Большом Балхане. Это однородные плотные глинистые сланцы темно-серого, почти черного цвета, с мелкими конкрециями сидерита и прослоями песчаников, обнажающиеся в ядрах небольших антиклиналей второго порядка в районе колодцев Кара-Чагыл и Чалой. Собранные здесь фауна, в том числе *Phylloceras* (*Holcophylloceras*) cf. *ultramontanus* Zitt., *Pseudolioceras* sp. и *Dactylioceras* cf. *gracile* Simps., свидетельствует о верхнелейасовом возрасте, — скорее всего, это тоарский ярус. Мощность обнажающихся верхнелейасовых пород составляет 200—250 м (Крымгольц, 1950). Скважина, пробуренная в 1952 г. на своде антиклинали Кара-Чагыл в слоях, лежащих практически горизонтально, прошла 480 м, и забой ее не вышел из толщи темных сланцев. Следовательно, в районе Большого Балхана вскрытая мощность лейаса превышает 700 м.

На Туар-Кыре к лейасу относится нижняя часть континентальной угленосной толщи, залегающей с резким угловым несогласием на пермских и триасовых отложениях. Это большей частью глины светло-серого и желтого цвета, пересланяющиеся с песчаниками, с линзовидными скоплениями конгломератов и содержащие маломощные пласты углей. Собранные здесь флора, по определениям М. И. Брик, указывает на нижнеюрский возраст. Мощность нижней юры на Туар-Кыре, по В. С. Курбатову (1956), не превышает 35—50 м.

Э. Титце (Tietze, 1877), А. Шталь (Stahl, 1911), А. М. Овчинников (1930), Клапп (Clapp, 1940), С. А. Трескинский (1946) и другие исследователи относят толщу Эльбурса мощностью до 2000 м, состоящую в нижней части из сланцевых глинистых песчаников и песчанистых глин с фауной аммонитов, тригоний и гастропод, к нижней юре. Выше лежит угленосная свита, представленная серыми и серовато-бурыми, часто железистыми песчаниками, мелкогалечными конгломератами и темно-зелеными и черными сланцеватыми глинами, содержащими пласты углей.

В незначительном количестве присутствуют карбонатные и вулканические породы. Мощность угленосной свиты сильно изменчива: от 100 до 1000 м; в районе Чалуса на Каспийском побережье она достигает 2300 м. Осадки нижней юры широко распространены также к югу и западу от Эльбурса, однако там они уже не содержат промышленных пластов угля и, по-видимому, имеют меньшую мощность.

Вторым участком широкого развития нижнеюрских отложений является Восточный Хорасан. Здесь, в районе Мешхеда, а также к северо-западу и юго-востоку от него обнаружены темные глинистые сланцы, перемежающиеся с кварцевыми конгломератами, в которых заключены пласты угля. В. П. Мирошниченко (1947) отмечает, что эти отложения перекрываются надугольной свитой, в основном состоящей из чередующихся конгломератов и грубозернистых песчаников. Очевидно, эту свиту Г. Шенк (см. Clapp, 1940) относил к тоарскому ярусу на основании находки *Posidonia* cf. *brouni* юго-западнее перевала Муздеран; мощность данной толщи он оценил приблизительно в 500 м.

Среднеюрский отдел

На Большом Балхане фаунистически охарактеризованы байосский и батский ярусы. По Н. П. Луппову и др., к байосскому ярусу относится свита сланцев с мергелистыми и сидеритовыми конкрециями, почти совершенно лишенных прослоев песчаников, общей мощностью 850—950 м (в районе Шорли 1200 м). Фауна обнаружена только в верхней половине толщи, где найдены *Lytoceras subovale* Buckm., *Oppelia* cf. *praeradiata* Douv., *Sphaeroceras brongniarti* Sow., *Sph. globus* Buckm., *Stephanoceras umbilicum* Quenst. и др., что позволяет отнести верхнюю половину толщи к нижней части верхнего байоса, а всю толщу — к байосу. Возможно, что нижние ее горизонты принадлежат аалену.

Выше лежит песчаниковая свита с подчиненными пачками глинистых и песчано-глинистых сланцев. Местами в ней встречаются маломощные прослои конгломератов с хорошо окатанной кварцевой и кремнистой галькой. На северном крыле в этой свите развиты угленосные отложения. Они представлены глинисто-углистыми сланцами с маломощными пропластками бурого угля. Угленосный горизонт относится к низам батского яруса.

Самые большие мощности бата зафиксированы близ колодцев Кара-Иман, на урочище Шорли, в районе Ямана, родников Копчугай и Анна-Иняз (1600—2000 м). Резкое сокращение мощности (до 600 м) отмечено у колодцев Порсайман, в западной части Большого Балхана и юго-западнее сел. Огланлы (535 м).

Н. П. Луппов делит бат на два подъяруса: нижний с *Parkinsonia balakhanensis* Khud., *P. harmonulata* Khud., *P. subharmonulata* Khud. и др. и верхний бат с *Phylloceras* aff. *viator* d'Orb., *Hectioceras recticostatum* Gross.

На Туар-Кыре, согласно последним работам В. С. Курбатова и др., к ааленскому и байосскому ярусам следует относить континентальные угленосные отложения, состоящие из многократно переслаивающихся, не выдержанных по простиранию пластов и линз песчаников, алевролитов и глин, залегающих с размывом на нижней юре. Мощность этой толщи колеблется от 530 до 650 м. Континентальные отложения перекрываются морскими батскими слоями, выраженными песчаниками и глинами. Мощность морской части разреза средней юры достигает на Туар-Кыре 200 м.

В Эльбурсе фаунистически охарактеризованные отложения средней юры известны во многих местах на его южном и северном склонах, где

эти породы трансгрессивно перекрывают известковистые песчаники со сферосидеритами лейасовой угленосной толщи или, как это наблюдается к югу от Горгана, ложатся прямо на верхний палеозой. На южном склоне Эльбурса они выражены зелеными песчанистыми известняками и, по данным Штала, содержат как верхнелейасовую фауну, например, *Harpoceras radians* Rein, так и среднеюрскую *Ludwigia munchisonae* и др. На северном склоне восточного Эльбурса на верхний палеозой налегают сильно песчанистые глины с редкими прослоями крупнозернистых песчаников, содержащие отпечатки растительных остатков; в глинистых прослоях встречаются ядра аммонитов и пелеципод. Найденный здесь Г. В. Шведовым *Leioceras* ex gr. *opalinum* Reich. позволяет отнести включающие его отложения к нижнему аалену. Известняки с фауной батского яруса А. Эрн (Erni, 1931) обнаружил в центральном Эльбурсе, в районе Фирюз-Куха.

К средней юре Ф. Клапп относит нижнюю часть разреза, описанного около Джаджерма, — толщу темно-коричневых слюдистых песчаников с фауной, выше переходящих в зеленые глинистые сланцы с редкими прослоями известняков. Мощность этих отложений — около 1200 м.

Ф. Клапп указывает на присутствие в восточном Хорасане байосских и батских отложений. В. П. Мирошниченко (1947) выделяет здесь две свиты юрского возраста. В нижней части верхней свиты им собрана келловейская фауна, что позволяет (с некоторой осторожностью) относить нижнюю свиту к средней юре, поскольку она лежит на рэт-лейасовых отложениях и перекрывается мальмом. Нижняя свита сложена массивными темно-серыми известняками мощностью 800 м.

К доггеру, возможно, относится и нижняя часть юрской известковой толщи на Ала-Даге, к югу от Буджнурда сложенная желтыми кварцевыми песчаниками и оолитовыми известняками.

Верхнеюрский отдел

На Большом Балхане верхнеюрские отложения трансгрессивно перекрываются неоксом и потому сохранились не полностью, — местами они целиком размыты. Наиболее полный разрез верхней юры составлен Н. П. Лупповым в западной части южного крыла Большого Балхана, близ Небит-Дага. Разрез начинается желтыми и красно-бурыми песчанистыми известняками и кварцевыми песками. В известняках собраны *Macrocephalites macrocephalus* Schloth., *M. typicus* Blacke, *Aequipecten subinaequicostatus* Kas., *Plicatula petitclerci* Roll., *Lima duplicata* Sow., *Pleuromya regularis* Ptel., *Natica calypso* d'Orb., *Dicroloma ritteri* Thurm., и др. Выше органические остатки редки. Лишь в 20—30 м ниже основания следующей свиты найдены келловейские аммониты *Perisphinctes zarenczyi* Teiss., *P. cf. balinensis* Neum., *Hecticoceras* aff. *lunula* Rein. Мощность келловейских отложений, на северном крыле Большого Балхана равная 150—190 м, на южном возрастает до 240 м.

Верхняя часть мальма представлена карбонатными осадками мощностью 400—700 м. Состав их непостоянен. Большей частью это известняки (от окремнелых до доломитизированных) с прослоями мергелистого и песчанистого известняка. На южном склоне хребта известняки покрыты свитой белых доломитов мощностью 200 м. К северо-востоку в верхах этой свиты появляются пласты конгломерата, приобретающего красноватую окраску.

Нижняя возрастная граница известняковой толщи устанавливается точно благодаря присутствию в ее низах оксфордских аммонитов: *Perisphinctes warthae* Buck., *P. ex. gr. plicatilis* d'Orb., *Peltoceras*

ex gr. *arduenense* d'Orb. Верхняя граница фиксируется валанжинскими слоями, согласно лежащими на известняки.

На Куба-Даге нижние горизонты верхней юры срезаны по тектоническому контакту. Разрез начинается здесь свитой массивных или тонкослоистых известняков, часто доломитизированных, видимой мощностью до 200 м. Это несомненные аналоги известняков верхней юры Большого Балхана и Туар-Кыра, относящиеся к оксфордскому и, может быть, частично к кимериджскому ярусам. У ст. Кайлю фациальными аналогами этих известняков могут служить песчаники, лежащие в основании разреза, видимой мощностью 50 м. Выше лежит пестроокрашенная свита песчаных известняков, известковистых песчаников и доломитов; мощность свиты — 40 м. На Куба-Даге разрез заканчивается красноцветной песчаниково-глинистой гипсоносной толщей мощностью до 250 м, отсутствующей в восточных районах Красноводского полуострова. Ее относят к титонскому ярусу.

На Туар-Кыре верхнеюрские отложения представлены глинами келловейского яруса и известняками оксфорда. Общая мощность верхней юры — 50—120 м. Перекрываются эти отложения трансгрессивно залегающими красноцветными песчаниками и глинами титона и неокома.

В центральном Колет-Даге, в районе оз. Коу, по данным В. Ф. Пчелинцева и Г. Я. Крымгольца (1934), ниже черных мергелистых известняков с фауной валанжина лежит толща темных битуминозных известняков с прослоями гипсов, доломитов и мергелей, относимых к титону и кимериджу (?), видимая мощность их — около 500 м. Наличие брекчиевидных известняков в кровле дает основание предполагать наличие перерыва в отложениях между мальмом и валанжином.

В Эльбурсе к мальму относится мощная толща белых и розовых известняков с кремнистыми стяжениями в нижней части. Здесь установлены келловейский и оксфордский ярусы. Мощность морской верхней юры достигает многих сотен метров. Так, к верхней юре и, возможно, частью к нижнему мелу на северном склоне Эльбурса, в районе Чалуса, отнесена толща мощностью около 2000 м, нижняя половина которой состоит из известняков, выше сменяющихся песчаниками, а затем — снова известняками. Известняки в некоторых местах перекрываются красноцветными песчаниками и конгломератами титонского и нижнемелового возраста.

На северо-восточной оконечности Эльбурса и в Ала-Даге, по данным К. И. Богдановича, Л. С. Либровича, Ф. Клаппа и др., присутствует весь разрез морской верхней юры, выше переходящий в известняки неокома. Представлен он светлыми, иногда белыми или розовыми известняками, в районе Джаджерма в значительной мере доломитизированными, а еще восточнее (в направлении к Буджнурду) содержащими слои песчаников и конгломератов. Мощность верхней юры Ала-Дага, по П. И. Калугину, составляет около 1000 м, увеличиваясь в районе Буджнурда и далее на восток до 1500 м и более.

В восточном Хорасане В. П. Мирошниченко относит к верхней юре толщу тонкослоистых известняков светло-серого и серого цвета, содержащих прослой известковых глин мощностью свыше 3000 м. В нижних горизонтах юры обнаружена келловейская фауна. По-видимому, здесь, как и в Ала-Даге, налицо полный разрез морской юры. А. Ф. Соседко (1932) указывает, что в районе пика Биналуд известняки титона перекрываются морским валанжином, который выше сменяется красноцветными породами. Мощность верхнеюрских отложений в районе пика Биналуд, по А. Ф. Соседко, равна 600 м.

Краткая характеристика основных разрезов юрских отложений приведена в табл. 1.

Стратиграфическая таблица

Стратиграфическое деление		Туар-Кыр	Куба-Даг	Северный склон Большого Балхана	Южный склон Большого Балхана
Мальм	Титон	Красноцветные песчаники и глины	Известняки, песчаники, до- ломиты до 250 м	Песчаники и кон- гломераты, подсти- лающиеся гипсами	Доломиты и известняки с прослоями пес- чаников 200 м
	Киме- ридж	Отсутствуют	Массивные доломитизиро- ванные извест- няки 100 — 200 м	Отсутствуют	Мраморизо- ванные извест- няки 700 м
	Оксфорд	Известняки 20 м		Мраморизован- ные известняки 400 м	
	Келловей	Глины 25 — 55 м		Кварцевые песча- ники 150 — 190 м	Кварцевые песчаники, час- то глинистые. Выше — плот- ные известняки 240 м
Доггер	Бат	Песчаники и гли- ны 200 м	Не обнажены	Чередование пес- чаников и глини- стых сланцев 1000 — 2000 м	Не обнажены
	Байос	Континентальные угленосные отложе- ния. Переслаива- ние песчаников, алевролитов и глин 600 м		Глинистые слан- цы с сидеритовыми конкрециями 850 — 1200 м	
	Аален				
Лейас		Глины, переслаи- вающиеся с песча- никами, конгломе- ратами и линзами углей 40 м		Темные глини- стые сланцы с кон- крециями сидерита и прослоями песча- ников 700 м	

Меловая система

В пределах Туркмено-Хорасанских гор и других горных сооружений рассматриваемой территории осадки меловой системы пользуются наибольшим распространением. Ими сложен хребет Копет-Даг как в пределах СССР, так и за рубежом; только в западной части хребта главенствующая роль переходит к третичным породам. Менее развиты меловые отложения в пределах южных цепей Туркмено-Хорасанских гор — в хребтах Ала-Даг и Биналуд, где доминируют юрские и палеозойские породы. Широко развиты меловые отложения на Большом Балхане и Туар-Кыре.

Нижний отдел меловой системы

Валанжинский ярус

Фаунистически охарактеризованные отложения валанжинского яруса обнажаются в центральном Копет-Даге в районе оз. Коу, где они перекрывают известняки, условно относимые к титону. Здесь, по данным В. Ф. Пчелинцева и Г. Я. Крымгольца (1934), валанжин представлен пачкой темных мергелистых известняков мощностью 130 м, выше переходящих в известковистые песчаники; они содержат разнообразную

Централь- ный Копет-Даг	Свежий склон Эльбур- са в районе Горана	Район Тегерана	Район Дамгана и Джалжума	Хр. Мульга- зар	Район Буджнурда	Район Мешхеда
Черные и серые извест- няки с просло- ями гип- сов Видимая мощность 430 м	Плотные белые изве- стняки	Красноцвет- ные песча- ники и кон- гломераты Отсутствуют Белые и розовые извест- няки с кремневыми стяжениями в нижней ча- сти	Белые и розовые до- ломитизиро- ванные изве- стняки	Белые и розовые извест- няки	Извест- няки и пе- счаники с прослоя- ми кон- гломера- тов 1000 — 1500 м	Серые тонко- слоистые известняки с прослоями извест- ковистых глин 3000 м (?)
Не обнаже- ны	Не известны Песчани- стые глины с редкими про- слоями круп- нозернистых песчаников Отсутствуют	Зеленые песчанистые известняки Внизу — глинистые пес- чаники и песчанистые глины. Выше — угленос- ная свита (песчаники, кон- гломераты, черные слан- цеватые глины, содержа- щие пласты углей) 200 м	Слюдистые песчаники, выше пере- ходящие в глинистые сланцы 1200 м	Отсут- ствуют	Желтые кварце- вые пес- чаники и солито- вые изве- стняки Не обна- ружены	Темные массивные известняки 800 м Угольная свита. Конгломераты, гли- нистые сланцы с пла- стами углей. Выше — надугольная свита состоящая из череду- ющихся песчаников и конгломератов

фауну, среди которой имеются типично валанжинские формы: *Toxaster granosus* d'Orb., *Aucella* cf. *uncitoides* Pavl., *Neocomites* cf. *ambygonius* Neum. et Uhl., *Ptychomia konensis* Grimb. и др.

В советской части восточного Копет-Дага П. И. Калугин относит к валанжинскому ярусу пачку слоистых известняков и известковистых глин мощностью около 30 м. Здесь обнаружен *Toxaster granosus* d'Orb.

Отложения близкого состава развиты на юго-восточном склоне Большого Балхана, где их мощность составляет 50 м; они представлены известковистыми песчаниками, в верхней части разреза переходящими в известняки.

Сходно построены валанжинские отложения Куба-Дага, где к ним, в некоторой мере условно, отнесена свита доломитизированных известняков мощностью до 70 м. На Туар-Кыре к валанжину Н. П. Луппов (1932, 1938, 1946) условно относит нижнюю часть надюрской красноцветной толщи, сложенную глинистыми мергелями, чередующимися с грубозернистыми песчаниками; верхняя (большая) часть этой толщи принадлежит, вероятно, уже готериву.

На юго-восточном окончании Туаркырской антиклинали, в районе г. Календжа и колодцев Текеджик, разрез мела начинается глинами, алевролитами и тонкозернистыми песками, возраст которых определяется как валанжин — нижний баррем.

В зарубежной части рассматриваемой территории фаунистически охарактеризованные отложения валанжина найдены А. Ф. Соседко (1932) в районе хр. Биналуд, где они выражены темными слоистыми известняками.

Готеривский ярус

Осадки этого возраста обнажаются во многих местах Копет-Дага. Кроме центрального и восточного Копет-Дага, они известны также в западном Копет-Даге, на северном склоне Передового хребта — в районе Пароун-Дага.

В пределах Копет-Дага готеривский ярус обычно подразделяют на две свиты, довольно резко различающиеся по литологическому составу. Нижняя свита выражена известковистыми песчаниками и алевролитами, чередующимися с оолитовыми и мергелистыми известняками. Характерной особенностью ее является содержание значительного количества кластического материала, что заметно выделяет эту свиту из толщи неокома, сложенной известняками. Из фауны здесь обнаружены *Pholadomya minuta* L. or., *Rhynchonella gillieron* Pic. et Camr., *Leopoldia* cf. *leenhardti* Kil. Верхняя свита готерива сложена массивными или грубослоистыми серыми известняками с прослоями брахиоподовых и оолитовых известняков с *Exogyra tuberculifera* K. sch. et Dunk. Мощность пород готерива в центральном Копет-Даге составляет от 800 до 1000 м, в западном — 400 м. В восточном Копет-Даге готериву, по-видимому, принадлежит маломощная (10—20 м) пачка плотных глинистых известняков.

В разрезе готеривского яруса Большого Балхана отсутствуют песчаники, отмеченные в Копет-Даге. Весь разрез сложен серыми скрытокристаллическими известняками с подчиненными прослоями оолитовых известняков. В разрезах западной части Большого Балхана значительную роль играют глинистые известняки и мергели. Мощность пород готеривского яруса — около 200 м.

На Куба-Даге к готериву, по-видимому, может относиться свита красных глин и песчаников, выше сменяющихся пачкой доломитов и гипсов мощностью 100 м. На Туар-Кыре к готеривскому ярусу следует отнести верхнюю, большую, часть надюрской красноцветной континентальной свиты, сложенной песчано-глинистыми породами. Общая мощность этой свиты, включая нижние горизонты, принадлежащие еще валанжину, составляет около 40 м.

На зарубежной территории готеривские отложения не выделяются из мощной серии морских неокомских известняков. В пределах Биналуда готеривский и, вероятно, барремский возраст имеют красноцветные песчано-глинистые породы, перекрывающие морской валанжин. В значительном числе мест в Эльбурсе отложения готеривского яруса являются частью мощного комплекса континентально-лагунной серии верхнеюрского и нижнемелового возраста. Только в южной его части, непосредственно к северу от Тегерана и в Анти-Эльбурсе, Л. Крумбек (Krumbeck, 1922) и А. Ривьер (Rivière, 1934) указывают на присутствие сероватых битуминозных брахиоподовых известняков с фауной готерива.

Барремский ярус

Барремские отложения распространены несравненно шире, чем более древние породы неокома. В пределах Копет-Дага осадки баррема четко подразделяются на две свиты. Темные плотные слоистые известняки нижнего баррема обычно образуют наиболее высокие части рельефа. В западном Копет-Даге некоторую роль играют также песчаники, встре-

чающиеся как в нижней, так и в верхней части свиты. В центральном Копет-Даге появляются прослои оолитовых известняков. В долине Атрека в пределах зарубежного Копет-Дага разрез в значительной степени сложен мергелями и мергелистыми известняками (Калугин, 1956). В восточном Копет-Даге к нижнему баррему относят пачку переслаивающихся плотных известняков и глинистых известняков.

Помимо породобразующих *Orbitolina bulgarica* Boué, свита содержит *Columbellina maxima* Sow., *Diozoptyxis renauxiana* d'Orb., *Cardium subhillanum* Leym., *Venus vendoperana* Leym., *Chlamys robinaldinus* d'Orb., *Neithea morrisi* Pict. et Ren., *Heteraster couloni* d'Orb. и др.

Мощность нижнебарремских известняков достигает в центральном и западном Копет-Даге 200 м, в восточном Копет-Даге¹ сокращаясь до 100 м. На Малом Балхане мощность нижнебарремских известняков вновь возрастает до 300 м. В качестве самостоятельной свиты нижнебарремские известняки выделены также на юго-восточном склоне Большого Балхана, где видимая мощность известняков превышает 200 м (верхи свиты размыты).

Верхнебарремские обнажения Копет-Дага значительно отличаются по своему составу от всей нижележащей известняковой толщи неокома. Это серые глинистые известняки и мергели, легко поддающиеся денудации, вследствие чего участки, сложенные этими породами, обычно бывают пониженными. В Кюрен-Даге и на Малом Балхане глинистого материала становится меньше; здесь верхний баррем сложен в основном известняками. Среди фауны в нижней части свиты обнаружены *Pseudopyrina pygaea* Ag. и другие формы. В верхней части разреза встречена обильная фауна: *Deshayesites* (?) *borowae* Uhl., *D. beskidensis* Uhl., *Heteroceras giraudi* Kil., пелециподы, ежи.

Мощность верхнебарремских мергелей в центральном Копет-Даге достигает 300—400 м, сокращаясь до 150—200 м в восточном Копет-Даге и до 100 м в районе Бадхыза. Мощность верхнего баррема уменьшается и к западу; в Кюрен-Даге она составляет около 150 м. Такова же мощность верхнего баррема и на Малом Балхане.

Барремские отложения Большого Балхана подразделяются на две свиты: нижняя сложена плотными слоистыми известняками (мощность у сел. Огланлы — 350 м, на южном склоне — 575 м), в верхней свите преобладают песчано-глинистые породы с подчиненными слоями известняков (мощность — 100 м).

Сходный разрез барремского яруса описан на Куба-Даге, где низы разреза сложены зеленоватыми мергелистыми глинами, переслаивающимися с пластами известняков. Мощность 80 м. Верхняя пачка, примерно такой же мощности, состоит из темно-серых песчаных глин, чередующихся с песчаниками и редкими прослоями известняков.

На Туар-Кыре к баррему относится пачка песчано-глинистых пород мощностью 30 м.

Барремские известняки обнаружены в нескольких пунктах северного склона центрального Эльбурса (Rivière, 1934).

Аптский ярус

В течение апта в пределах северной части Туркмено-Хорасанских гор и на Большом Балхане произошло резкое изменение условий осадкона-

¹ В горах Кюрен-Даг мощность нижнего баррема составляет 100 м, но здесь не обнажена нижняя часть свиты.

копления, в результате чего органогенные отложения неокома сменились в разрезах мощной толщей почти исключительно терригенных осадков апта, альба и сеномана. Аптские отложения залегают согласно на слоях верхнего баррема и связаны с ними постепенным переходом.

В западном Копет-Даге отложения апта протягиваются полосой вдоль южного склона Передового хребта; на западе они отгибают с юга хр. Кюрен-Даг, слагают центральную часть хр. Даната; развиты они и на юго-восточном склоне Малого Балхана. Широко представлены аптские отложения в центральном Копет-Даге, выполняя здесь синклинальные долины. Известны они также на северном крыле Большого Балхана и на Туар-Кыре, развиты и по южному склону Гяурс-Дага. В зарубежном Копет-Даге аптские отложения обнажаются в приграничных хребтах на правобережье среднего течения Атрека и довольно широко распространены в восточном Хорасане.

В пределах Копет-Дага аптские отложения подразделены на три свиты, прослеженные по всей советской части территории. Границы этих свит не совпадают с границами подъярусов.

Литологический состав нижней свиты хорошо выдержан по всему Копет-Дагу. Это зеленовато-серые глауконитовые мелкозернистые песчаники и алевролиты с подчиненными прослоями сланцеватых глин и редкими горизонтами известняков и мергелей. В подошве свиты залегает горизонт ракушечных известняков, в которых обнаружены *Deshayesites deshayesi* Le y m., *D. levashensis* K a r., *D. ex gr. weissii* N a u m. et U h l., *Terebratulula sella* S o w., *T. acuta* Q u e n s t.

Соотношение песчаников и алевролитов не везде одинаково: в восточном направлении количество глинистого материала увеличивается, и в восточном Копет-Даге преобладают песчанистые глины. Мощность песчано-алевролитовой толщи в восточных районах составляет несколько десятков метров, увеличиваясь в центральном Копет-Даге до 160—226 м, в западном Копет-Даге (хр. Ереуш, Пароун-Даг) до 300—400 м. Резко сокращается мощность свиты на левобережье Атрека, в зарубежной части Копет-Дага.

Средняя свита аптского яруса существенно изменяет свой состав по простиранию. На Большом Балхане и в западном Копет-Даге она сложена мелкозернистыми глауконитовыми известково-глинистыми песчаниками с подчиненными слоями алевролитов и глин. Юго-восточнее, в центральном Копет-Даге, средняя свита четко выделяется в покрывающих и подстилающих ее породах. Она представлена сланцеватыми, обычно песчанистыми глинами, реже алевролитами и песчаниками с характерными для этой свиты слоями оолитовых, иногда глинистых известняков и ракушечников, содержащих *Exogyra ex gr. latissima* L a m., *Ex. tuberculifera* K o c h. et D u n k., а также *Trigonia spinosa* P a r k., *Tr. nodosa* S o w., *Tr. cf. piriformis* M o r d w., *Cucullaea glarba* P a r k., *Sphaera cf. corrugata* S o w.

К югу количество известковистого материала увеличивается. В пограничных хребтах (хр. Палызан и др.) и в зарубежном Копет-Даге, на левобережье Атрека, в разрезе преобладают сланцеватые мергели, мергелистые глины и известковистые песчаники, заключающие несколько прослоев плотных оолитовых известняков и устричников. Еще южнее на левобережье Атрека свита почти целиком сложена карбонатными породами; терригенные осадки здесь отсутствуют или занимают резко подчиненное положение. Мощность свиты в большинстве районов составляет в среднем 150—250 м, увеличиваясь в хр. Палызан и на иранской территории до 300—350 м.

Верхняя свита аптского яруса почти во всех районах представлена массивными грубослонстыми глауконито-кварцевыми песчаниками с под-

чиненными слоями алевролитов и глинистых сланцев. Количество глинистых пород увеличивается к востоку; в районе Гяурской антиклинали в разрезе верхнего апта резко преобладают алевролиты и сланцеватые глины. В восточном Копет-Даге верхи апта сложены главным образом глинистыми породами. Мощность свиты в центральном и зарубежном Копет-Даге составляет 250—350 м, уменьшаясь к востоку до 100 м и к западу до 190—280 м.

В верхней свите собрана следующая фауна: *Parahoplites melchioris* Anth., *Acanthoplites tobleri* Jacob. и некоторые другие формы.

Рассматривая в целом разрез аптских отложений, следует заметить, что, хотя состав толщи относительно однообразен, при движении с северо-запада на юго-восток наблюдается переход песчаников в глинистые осадки с подчиненными слоями песчаников и далее — в карбонатно-глинистые породы. На это уже обращал внимание В. Н. Огнев (см. Луппов, 1938). Так, в районе Бадхыза к апту относят 70-метровую пачку мергелей и мергелистых глин. В районе Мешхеда Э. Боннар считает апт-альбскими плотные брахиоподовые известняки кремового цвета, трансгрессивно (с базальным конгломератом в основании) налегающие на более древние породы. На карбонатный состав аптских отложений левобережья Атрека указывают К. И. Богданович, Ф. Клапп и П. И. Калугин. В районе верховий Горгана Л. С. Либрович установил апт-альбский возраст желтовато-серых глинистых известняков, содержащих здесь аммониты и ежи. В южной части описываемой территории в аптском ярусе главную роль играют карбонатные фации.

В северной части района, на Туар-Кыре, Н. П. Луппов отнес к апту толщу (мощностью 100—150 м) темных гипсоносных глин, чередующихся с желто-серыми песчаниками, включающими конкреции. В южной части Туар-Кыра в аптском разрезе появляются известковистые песчаники и ракушечники.

Альбский ярус

Осадки альбского яруса обнажаются в южной Туркмении обычно в тех же местах, что и согласно подстилающие их аптские отложения. Более широко развиты альбские отложения в западном Копет-Даге, где альбский ярус подразделяется на семь свит. Нижние две — свита глинистых алевролитов и аргиллитов и покрывающая их свита массивных песчаников — имеют нижнеальбский возраст. Далее следует верхняя глинисто-алевролитовая свита нижнего и среднего альба, которая, в свою очередь, покрывается массивными глауконитовыми песчаниками среднего и верхнего альба. Наконец, к верхнему альбу отнесены свита темно-зеленых и черных глинистых сланцев, свита массивных или слоистых песчаников. Заканчивается разрез свитой темно-серых аргиллитов.

В ряде районов Копет-Дага альбские отложения подразделяются на три свиты, границы которых не совпадают с границами подъярусов. По мнению П. И. Калугина, нижняя септариевая свита относится к нижнему (начиная с *Acanthoplites nolani*) и отчасти к среднему альбу (зона с *Beudanticeras*). На Малом Балхане она представлена переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами мощностью до 80 м, в Кюрен-Даге — алевролитами мощностью до 180 м, с горизонтами септариевых конкреций. Преобладают глинистые алевролиты и в Передовом хребте западного Копет-Дага, и в хр. Палызан. Мощность нижней свиты в Передовом хребте превышает 300 м, а в хр. Палызан достигает 500 м. В долине р. Сумбар в разрезе свиты количество песчаников увеличивается. Глинистые песчаники слагают эту свиту в долине р. Арваз.

Такой же характер имеют осадки нижней свиты и в центральном Копет-Даге, где они состоят из глинистых песчаников, чередующихся с

подчиненными слоями алевролитов и глинистых сланцев. Мощность их достигает здесь 480 м. В районе Гяурской антиклинали рассматриваемые отложения выражены песчанистыми глинами, а песчаники занимают подчиненное положение. Сланцеватыми глинами сложена нижняя свита в восточном Копет-Даге и Бадхызе. К востоку наблюдается значительное сокращение мощностей. В разрезе низов альба и зарубежной части Копет-Дага преобладают сланцеватые глины.

Средняя свита соответствует среднему альбу (слой с *Hoplites dentatus* Sow.) и отчасти верхнему альбу (зона *Anahoplites rossicus* Sinz., *Pervinquieria inflata* Sow.). На Малом Балхане и в Кюрен-Даге она испытывает резкие изменения в мощности, так как отложению пород верхней свиты альба предшествовал размыв, по-разному проявившийся даже на коротких расстояниях. На Малом Балхане средняя свита представлена пачкой сланцеватых глин мощностью 35 м. В Кюрен-Даге преобладают песчаники, преимущественно тонкозернистые, зеленовато-серые, глинистые. Мощность их в результате размыва сильно колеблется: от 90 до 380 м.

В Передовом хребте, по долине р. Сумбар и в других районах западного Копет-Дага средняя свита в нижней части сложена глинистыми алевролитами, выше сменяющимися массивными глауконитовыми песчаниками. Мощность средней свиты в западном Копет-Даге составляет от 300 до 400 м.

В западном Копет-Даге выделяется также верхняя свита альба (зона *Septuohplites*). На Малом Балхане эта свита сложена коричневыми сланцеватыми глинами, на Кюрен-Даге — глинами и алевролитами. В Передовом хребте она подразделена на три пачки: нижнюю — глинисто-алевролитовую, среднюю — песчанистую и верхнюю, содержащую темно-серые глинистые сланцы. Во многих разрезах западного Копет-Дага вторая и особенно третья пачки размыты, так что сеноманские песчаники ложатся на разные горизонты верхнего альба.

В центральном и восточном Копет-Даге средняя и верхняя свиты альба сложены глинистыми глауконитовыми песчаниками с подчиненными слоями сланцеватых глин. Мощность их — 300 м. В районе Гяурской антиклинали верхняя часть разреза представлена исключительно черными глинами. Глинистыми породами образованы эти отложения и в восточном Копет-Даге, и в районе Бадхыза.

Альбские отложения Большого Балхана в районе сел. Огланлы достигают 450-метровой мощности. Сложены они зеленовато-желтыми рыхлыми глауконитовыми песчаниками с конкрециями известковистого песчаника.

В южной части Туар-Кыра альбский ярус представлен рыхлыми глинистыми песчаниками и гипсоносными глинами; мощность его 250 м.

Скважина, пробуренная в районе Серных бугров в Кара-Кумах, вскрыла альбские отложения. По Н. П. Луппову (1945), здесь следует отнести к среднему и верхнему альбу толщу глин, песков и песчаников, содержащую в верхней части фосфориты. Мощность этих пород — 140 м.

Краткая характеристика основных разрезов нижнемеловых отложений приведена в табл. 2.

Верхний отдел меловой системы

Верхний мел Туркмении подразделяется на два различных по составу литологических комплекса. Осадками сеноманского яруса заканчивается терригенная серия песчано-глинистых меловых пород Копет-Дага. Выше разрез представлен преимущественно карбонатными породами туронского, сеноманского и датского ярусов.

Ярусы			Туар-Кыр	Куба-Даг	Большой Балхан	М
Альб	Верхний		Рыхлые глинистые песчаники и гипсоносные глины 250 м	Глауконитовые известняки и глины	Глауконитовые песчаники с кремневыми конкрециями 450 м	Т
	Средний					
	Нижний					
Апт	Верхний	Верхняя свита (верхний апт)	Темно-серые гипсоносные глины, чередующиеся с песчаниками. В южном направлении появляются известковистые песчаники и ракушечники 100 — 150 м	Глауконитовые песчаники с конкрециями, перекрываемые гипсоносными глинами 100—150 м	Глауконитовые песчаники с прослоями глин 350 м	Песчаники и глины
		Средняя свита (нижний и верхний апт)		Чередование темных глин и глауконитовых песчаников 75 — 100 м		Песчаники и глины
	Нижний	Нижняя свита (нижний апт)				
Баррем	Верхний		Песчаники и глины с галькой	Чередование темно-серых глин и песчаников 100 м	Песчаники и глины с прослоями известняков 100 м	и
	Нижний			Чередование мергелистых глин и известняков 80 м	Известняки 125 м	
Готерив	Верхний		Красноцветная свита. Красные глинистые мергели, чередующиеся с грубозернистыми песчаниками 40 м	Свита доломитов и гипсов 80 — 100 м	Известняки 160 — 200 м	На
	Нижний			Свита красных глин и песчаников 35 — 70 м		
Валанжин					Доломитизированные известняки 20 — 70 м	

Стратиграфическая таблица нижнемеловых отложений

Балхан	Малый Балхан	Кюрен-Даг	Козлы-Даг	Западная часть центрального Копет-Дага	
Товые песчаники с кремнекрекциями 0 м	Темно-серые глины 185 м	Темно-серые известковые глины и алевролиты 100 — 120 м Глинистые мелкозернистые глауконитовые песчаники 92 — 380 м Темно-серые глины и алевролиты 180 м	Чередование свит песчанников и глинистых сланцев 820 м	Глинистые песчаники с подчиненными слоями песчаных глин 350 м Глинистые песчаники, чередующиеся с глинами 480 м	
Глинистые песчаники с глинами 0 м	Песчаники с подчиненными слоями глинистых сланцев 340 — 430 м Переслаивание глинистых сланцев и песчанников 200—260 м	Зеленовато-серые мелкозернистые известковистые песчаники 100 — 150 м Чередование известковистых песчанников с подчиненными прослоями алевролитов и известняков 300 м	Чередование алевролитов с подчиненными слоями песчанников Мелкозернистые глауконитовые песчаники с подчиненными слоями алевролитов и глин	Песчаные глины с подчиненными слоями глинистых песчанников 250 м Песчаные глины, и песчаные 160 — 220 м Глауконитовые песчаники с прослоями 160 — 220 м	
Песчаники и глинистые известняки 0 м	Серые известняки 450 м	Серые мергели и глинистые известняки 200 м Темные органогенные известняки 100 м		Темно-серые плотные мергели 300 м Темно-серые органогенные известняки 200 м	
Известняки 200 м	Не вскрыты	Не вскрыты	Темные массивные тонкослоистые известняки 170—215 м Оолитовые известняки, чередующиеся с известковистыми песчаниками Видимая мощность 160 м Не вскрыты	Оолитовые известняки, глинистые известняки, песчаные известняки 800 — 1000 м Глинистые известняки и известковистые песчаники 130 м	

отложений

	Западная часть центрального Копет-Дага	Гяурс-Даг	Восточный Копет-Даг	Бадхыз	Южный Копет-Даг
ес- ых	Глинистые песчаники с подчиненными слоями песчанистых глин 350 м	Глинистые песчаники с подчиненными слоями песчанистых глин 250 м	Темные сланцеватые глины с септариевыми конкрециями и отдельными слоями глинистых песчаников 500 м		Зеленоватые глинистые 100 м
	Глинистые песчаники, чередующиеся с глинами 480 м	Песчанистые глины с подчиненными слоями глинистых песчаников 430 м			Темные сланцеватые известняки с септариевыми конкрециями 450 м
ли- и	Песчанистые глины с подчиненными слоями глинистых песчаников 250 м	Алевролиты и глины, выше—глауконитовые песчаники 180 м	Песчанистые глины с подчиненными слоями песчаников и известняков	Чередование темных сланцеватых глин и глауконитовых песчаников 250 м	Глауконитовые песчаники с прослоями известняков 300 м
ау- с и	Песчанистые глины, реже—алевролиты и песчаники 160 — 225 м				Известняки с глинистыми прослоями 350 м
	Глауконитовые песчаники и алевролиты с прослоями глин 160 — 226 м				Глауконитовые песчаники с подчиненными слоями известняков 300 м
	Темно-серые плотные мергели 300 м	Темно-серые глинистые известняки, выше сменяющиеся мергелями 200 м	Мергели и известняки 150 — 200 м	Серые плотные мергели Видимая мощность 90 м	Мергели и известняки 400 м
	Темно-серые органогенные известняки 200 м		Глинистые известняки 100 м		Темные сланцеватые мергели, чередующиеся с известняками 100 м
и- и				Не вскрыты	
и, ко- и м	Оолитовые известняки, глинистые известняки, песчанистые известняки 800 — 1000 м	Массивные грубо-слоистые оолитовые известняки 800 — 1000 м	Плотные глинистые известняки 10 — 20 м		Серые брахиоморфные оолитовые известняки 250 м
	Глинистые известняки и известковистые песчаники 130 м	Темные алевролиты и известковистые песчаники, переслаивающиеся с темно-серыми известняками 200 м	Плотные слоистые известняки, чередующиеся со сланцеватыми глинами 25 м		Внизу — плотные мергели, выше известняки 500 м

Таблица 2

	Восточный Копет-Даг	Бадхыз	Южный Копет-Даг	Музле-ран	Бина-луд
ики с оями ин	Темные сланцеватые глины с септариевыми конкрециями и отдельными слоями глинистых песчаников 500 м	Чередование тем- ных сланцеватых глин и глауконито- вых песчаников 250 м	Зеленовато-серые гли- нистые песчаники 100 м	Желтовато-серые глинистые известняки	Светло-коричневые плотные орбитолиновые известняки
ины с и гли-			Темные сланцеватые из- вестковистые глины с сеп- тариевыми конкрециями 450 м		
лины, е пес-			Глауконитовые песча- ники с прослоями алевро- литов и глин 300 м		
	Песчанистые глины с подчиненными слоями песчаников и известняков		Известняки, мергели- стые глины, песчаники 350—580 м		
			Глауконитовые песча- ники с подчиненными слоями глин 300 — 370 м		
стые еняю- ии	Мергели и известняки 150 — 200 м	Серые плотные мергели Видимая мощ- ность 90 м	Мергели и известкови- стые глины 400 м	Брекчиевидные известняки и доломиты	Красноцветные песчаники и конгломераты
	Глинистые известняки 100 м	Не вскрыты	Темные сланцеватые мергели, чередующиеся с известняками 100 — 180 м		
лон - е	Плотные глинистые известняки 10 — 20 м		Серые брахиоподовые и оолитовые известняки 250 м		
гы и чани- неся с	Плотные слоистые известняки, чередую- щиеся со сланцеваты- ми глинами 25 м		Внизу — песчаники и мергели, выше — плот- ные известняки 500 м		Плотные слоистые известняки

Верхнемеловые отложения распространены несколько меньше, чем нижнемеловые, они развиты главным образом в северной части Туркмено-Хорасанских пор и особенно в западном и восточном Копет-Даге. Во внутренних районах Туркмено-Хорасанских гор породы этого возраста встречаются лишь в ядрах некоторых крупных синклиналей. Они известны и на Эльбурсе — как на южном, так и на северном его склонах, а также широко развиты на Туар-Кыре и в северо-восточной части Красноводского полуострова.

В Копет-Даге, где эти отложения наиболее хорошо изучены и где установлены все ярусы верхнего мела, верхнемеловая карбонатная толща сенона подразделена на ярусы далеко не повсеместно.

Сеноманский ярус

В западном Копет-Даге слои сеномана были расчленены на две свиты: нижнюю, занимающую большую часть разреза, глинистую, и верхнюю, значительно меньшей мощности, песчанистую. Обе свиты не отвечают подъярусам сеномана. В них собраны аммониты, в том числе *Schloenbachia varians* Sow. и др. Мы рассматриваем сеноманский ярус в целом, не подразделяя его на свиты.

В пределах описываемой территории сеноманский ярус представлен однообразной толщей песчано-глинистых осадков; различия разрезов отдельных районов заключаются лишь в разном соотношении песчаников и глин. Так, в центральном и восточном Копет-Даге, включая его иранскую часть, преобладают глауконитовые глинистые песчаники; для большей части западного Копет-Дага характерно преобладание глинистых сланцев, лишь в самых верхних горизонтах разреза сменяющихся песчаниками. В районе Кюрен-Дага сеноман в значительной части сложен песчаниками и алевролитами. На Малом Балхане разрез сеномана выражен зеленовато-серыми сланцеватыми глинами. На Большом Балхане сеноманский ярус представлен глауконитовыми песчаниками. Глинистыми песчаниками и песчанистыми глинами сложены сеноманские отложения на Туар-Кыре и на Красноводском полуострове, а также, судя по данным бурения, в районе Серных бугров.

Мощности сеноманского яруса сильно варьируют. В зарубежной части Копет-Дага, в долине Атрека, они невелики, составляя около 100 м. Севернее в пределах советской части центрального Копет-Дага, в районе горы Душак по р. Бахча-су, они достигают уже 400 м. Еще большие мощности — до 600 м — известны в западном Копет-Даге. На Большом Балхане и к северу от него мощности сокращаются; на Красноводском полуострове и на Туар-Кыре они уже не превышают 100 м. Мощность сеномана в восточном Копет-Даге не превышает 200 м.

Туронский ярус

С туронского яруса начинается новый цикл накопления осадков, протекавший при преобладании карбонатных и отчасти глинистых пород. Разрез турона начинается темно-серыми плотными известняками, связанными с нижележащими известковистыми песчаниками постепенным переходом. В западном Копет-Даге выше следует свита темно-серых и голубоватых глинистых мергелей и глин со слоями более плотных мергелей белого и кирпично-красного цвета, резко отделяющимися от вышележащих зеленоватых глин и белых мергелей сенона. Мощность свиты 40—180 м. По М. М. Москвину, эта свита, кроме верхней части турона, включает также отложения коньякского и сантонского ярусов.

В центральном Копет-Даге туронский ярус выражен светло-серыми и зеленовато-серыми мергелями с *Inoceramus labiatus* Schloth., *In. lamarcki* Park., *In. cuvieri* Sow., *Conulus subrotundus* Mant. Южнее, в долине Атрека, туронские отложения в районе хр. Сиз-Пянджа-Даг выражены белыми окремнелыми известняками с подчиненными слоями мергелей и известняков мощностью порядка 100 м. В этом районе между известняками турона и глауконитовыми песчано-глинистыми отложениями сеномана наблюдается значительное угловое несогласие (Калугин, 1956). Как известно, вопрос о перерыве в осадконакоплении между сеноманом и туроном поднимался еще А. Д. Нацким (1915, 1916), который наблюдал перерыв в районе Малого Балхана и Данатинской антиклинали. При более поздних исследованиях (П. И. Калугин и др.) не было найдено каких-либо следов перерыва в разрезах верхнего мела центрального Копет-Дага и на большей части территории западного Копет-Дага. Вероятно, движения, происходившие в начале турона, проявились не повсеместно, а локализовались в пределах отдельных участков.

Туронский ярус в Туаркырском районе начинается белыми мелоподобными мергелями мощностью до 10 м, содержащими в основании фосфоритовые желваки. Выше следуют зеленовато-серые, иногда коричневатые или красные известковистые глины, которым местами подчинен пласт серого песчаника. Общая мощность турона 30—60 м.

Из ископаемых здесь встречены *Spondylus spinosus* Sow., *Inoceramus* cf. *lamarcki* Park., *In. cuvieri* Sow., *Echinocorys* cf. *sphaericus* Schlüt., *Micraster* sp. и др. (Луппов, 1946).

На Большом Балхане (в районе сел. Огланглы) Е. Я. Старобинец (1940) определил мощность пород турона всего в 0,4 м.

В разрезе Зеаглинской скважины турон представлен зеленовато-серыми известковистыми глинами с *Inoceramus* cf. *labiatus* Schloth. и *In. amudariensis* Agsk. (Луппов, 1945₂).

Мощность туронских отложений в центральном и западном Копет-Даге колеблется в пределах 30—60 м. Совершенно иной порядок мощностей указывают Ф. Клапп и В. П. Мирошниченко для восточного Хорасана: здесь, к северу от перевала Муздеран, Ф. Клапп (Clapp, 1940) относит к турону толщу гипсоносных глинистых сланцев, выше переходящих в известковистые песчаники мощностью 1300 м. В. П. Мирошниченко (1947) определяет мощность турона в 950 м, относя к нему известковистые глины, мергели и известняки.

Сенонские отложения

Зеленовато-серые глины и мергели туронского яруса сменяются мощной толщей светлых мергелей и глин, в которых обнаружена сенонская фауна. В пределах Туркмении имеются, очевидно, все ярусы сенона, однако соответственное стратиграфическое расчленение может быть произведено не везде.

К нижнему сенону (коньякскому и сантонскому ярусам) в западном Копет-Даге относятся темно-зеленые, иногда красные мергели и глины. В северо-западном направлении количество глинистого материала увеличивается. На Малом Балхане коньякский и сантонский ярусы целиком сложены зеленовато-серыми глинами, из которых 350 м принадлежат к коньякскому и более 100 м — к сантонскому ярусам. В восточном Хорасане Ф. Клапп относит к нижнему сенону темно-бурые известковистые сланцы мощностью 150 м. К нижнему же сенону здесь, возможно, относятся часть мощной толщи глин, которую Ф. Клапп и В. П. Мирошниченко считают туронской. В верховьях Атрека,

в синклинали хр. Сиз-Пянджа-Даг, нижнему сенону может принадлежать пачка фораминиферовых мергелей и мергелистых известняков, залегающих с размывом на известняках тулона (Калугин, 1956).

В тех районах центрального Копет-Дага (и в ряде других мест), где сенон еще не подразделен на ярусы, к коньякскому и сантонскому ярусам можно относить нижние горизонты мергелисто-глинистой толщи.

В Туаркырском районе к нижнему сенону приурочены белые и зеленовато-белые мергели, местами приобретающие красный цвет. На границе с тулоном иногда наблюдаются неясные признаки размыва. Здесь встречены щитки *Marsupites*, обломки иноцерамов, морские ежи рода *Echinocorys*. Мощность сантона 15—20 м. Выше лежат фаунистически охарактеризованные отложения кампанского яруса. Общая мощность мергелей, включая и кампанские отложения, составляет 100—130 м (Луппов, 1946).

На Большом Балхане весь сенон выражен светлыми мергелями с прослоями мелоподобных известняков: общая мощность их — около 200 м (Старобинец, 1940).

Осадки кампанского и маастрихтского ярусов завершают серию карбонатно-глинистых пород сенона. В западном Копет-Даге кампанский ярус включает мощную однообразную толщу голубовато-зеленых глинистых мергелей, переходящих в известковистые глины. Мощность этой толщи в западном Копет-Даге — около 700 м. Глинистые мергели венчаются крепкими илистыми известняками и мергелями, выше которых в глинистых мергелях встречена маастрихтская фауна.

В кампанских отложениях Малого Балхана, мощность которых, как и всех других ярусов верхнего мела, возрастает с юго-запада на северо-восток (со 125 до 280 м), заметно увеличивается содержание глин. В северо-восточной части хребта мергели встречены только в верхних горизонтах.

В восточном Копет-Даге по долинам рек Меана-чай и Чаача-чай П. И. Калугиным отнесена к кампанскому ярусу каратекинская свита (мощностью 150 м) зеленовато-серых мергелистых глин с прослоями глинистых известняков и устричников.

В. П. Мирошниченко наблюдал в восточном Хорасане, что верхние горизонты сенона, перекрываемые известняками, относимыми им к маастрихту, в юго-восточном направлении значительно обогащаются песчаниками; в разрезе появляются мощные прослои грубозернистых зеленоватых песчаников с косой слоистостью. В южном Копет-Даге, в хребте Сиз-Пянджа-Даг, к кампанскому ярусу П. И. Калугин относит белые мергели и мергелистые глины мощностью 55 м.

На северо-западе рассматриваемой территории — на Туар-Кыре и побережье Кара-Богаз-Гола — кампанскому ярусу принадлежат верхние горизонты мергелистой свиты, покрывающейся писчим мелом маастрихта. Здесь обнаружена фауна кампанского яруса, а именно: *Belemnites* cf. *mucronata* Schloth., *Inoceramus balticus* Boehm., *Micraster schroederi* Stoll., *Galeola senonensis* d'Orb. и др. (Луппов, 1946).

Осадки маастрихтского яруса во многих районах существенно отличаются от подстилающих их пород более низких горизонтов сенона. На Большом Балхане, в западном Копет-Даге и в районе Гяурской антиклинали они выражены мергелями, известковистыми глинами и известняками, т. е. породами такого же типа, как и в более древних ярусах сенона. Иная картина наблюдается в восточном Копет-Даге. Здесь на северных склонах пограничных хребтов П. И. Калугиным отнесены к маастрихтскому ярусу меанинская свита слоистых известняков мощностью 40 м, в верхней части которой встречена обильная фауна рудистов,

и чаачинская свита серых мергелей и мергелистых глин мощностью около 100 м.

В восточном Хорасане В. П. Мирошниченко обнаружил известняки мощностью 100 м, которые он называет толщей рустамхана; вероятно, они синхронны маастрихтским известнякам, выделенным П. И. Калугиным в советской части восточного Копет-Дага. В районе Келятинской синклинали эти известняки залегают на нижележащих меловых слоях согласно, но на юго-востоке Хорасана между ними обнаружено несогласие (Clapp, 1940).

На южном берегу Кара-Богаз-Гола и на Туар-Кыре маастрихт представлен белым неслоистым писчим мелом мощностью до 20 м, в котором обнаружены *Baculites anceps* L a m., *Turrilites archiacianus* d'Orb. и др. Писчий мел покрыт трехметровым пластом известковистого песчаника с *Exogyra aralensis* Arkh., *E. overwegi* Buch, *Spatangoides striato-radiatus* Leske, также относящегося к маастрихтскому ярусу.

Весьма своеобразен разрез верхнемеловых отложений северного склона Эльбурса. Начинается разрез трансгрессивно лежащими на юре и на нижнем мелу желто-серыми сильно глинистыми известняками мощностью 400 м с фауной иноцерамов и ежей. Эти известняки перекрываются мощной (700 м) однообразной толщей темно-серых глин. Глины как по простиранию, так и вверх по разрезу переходят, с одной стороны, в мергели, с другой — в глинистые песчаники. Возраст толщи маастрихтский, хотя нижние горизонты, возможно, принадлежат еще кампану.

Датский ярус

В разрезах датского яруса в отдельных районах описываемой территории наблюдаются еще более существенные отличия, чем это имеет место для маастрихта.

В датское время только в западном Копет-Даге происходило накопление мергелистых глин и мергелей, мощность которых не превышает 40 м. На Малом Балхане датский ярус представлен зеленоватыми глинами.

Совершенно иной характер имеют датские отложения в центральном Копет-Даге, на южном крыле Гяурской антиклинали. Здесь П. И. Калугин относит к датскому ярусу свиту средне- и крупнозернистых кварцевых песчаников с карбонатным цементом мощностью 45 м, названную им зиракевской. Выше он выделяет наутилидовую свиту глинистых или песчаных известняков, переходящих в известковистые песчаники; мощность ее 200 м. Здесь обнаружена обильная фауна, в том числе *Echinocorys sulcatus* Goldf., *Nautilus* cf. *danicus* Schloth.

В пограничных хребтах восточного Копет-Дага и на большей части зарубежного Копет-Дага датский ярус выражен континентальными или лагунно-континентальными осадками. В восточном Копет-Даге по долинам Чаача-чай и Ходжа-Булак к датскому ярусу отнесена свита красноцветных гипсоносных глин мощностью свыше 200 м, лежащая на маастрихтских мергелях и перекрываемая фаунистически охарактеризованными отложениями бухарского яруса палеогена. В Бадхызе, по В. Н. Огневу (1932), датскому ярусу принадлежит свита мощностью 370 м, состоящая из кирпично-красных глинистых песчаников, чередующихся со слоями глин и гипсов.

В восточном иранском Копет-Даге Ф. Клапп относит к датскому ярусу 120-метровую свиту песчаников, конгломератов и красноцветных глинистых сланцев, обнажающуюся к северу от Муздерана.

В южной части центрального Копет-Дага, в синклинали хр. Сиз-Пянджа-Даг, датский ярус выражен вишнево-красными глинами и гли-

Ярусы	Северный склон Эльбурса	Южный берег Кара-Богаз-Гола	Туар-Кыр	Большой Балхан	Юго-запад М. Балхан
Датский ярус	Глины с прослоями песчаников 250—280 м	Известняки, иногда мшанковые или глауконитовые 10—20 м	Белые и желтые известняки, в нижней части песчанистые 20—30 м	Известняки 150 м	Размыт
Маастрихт	Темно-серые известковые глины, сменяющиеся мергелями или песчаниками 600—700 м	Белый однородный неслоистый, иногда писчий мел 5 м	Белый писчий мел 20 м	Белые и зеленоватые мергели, в основании разреза—тонкие прослои песчанистых мергелей 200 м	Чередован- ных мерг- глин 4
Кампан					Переслаи- глин и се- мергел
Сантон		Мергели 90 м	Белые и зеленова- то-белые мергели 100 м		Зеленова- тые глины
Коньяк					Зеленова- тые глины никами и а- тами в с- части 1
Турон		Зеленые глауко- нитовые пески и песчанистые глины 20 м	Внизу—белые мер- гели, выше—извест- ковистые глины 30—60 м		Зеленоват- глины 2
Сеноман		Рыхлые зеленые песчаники и гли- ны. В основании— конгломерат из фо- сфоритовой гальки 55 м	Рыхлые песчани- ки с прослоями из- вестковых песчани- ков 50 м	Темно-серые гли- нистые сланцы 100—150 м	Зеленоват сланцевать 220

Стратиграфическая таблица верхнемеловых отложений

И Балхан	Юго-запад Малого Балхана	Северо-восток Малого Балхана	Кюрен-Даг, Даната	Западный Копет-Даг	Гяурс-Даг
Известняки 150 м	Размыты	Зеленовато-серые глины с прослоями мергелей 23 м	Известняки и мергели 75 м	Чередование известковистых глин и мергелей 40 м	Наутилидовая ста—известняки песчаники 250 м Зиракеевская ста—кварцевые чаники 45 м
и зеленоватые мергели, в основании тонкопесчаные прослои песчаных мергелей 200 м	Чередование белых мергелей и глин 42 м	Светлые мергели, чередующиеся с глинистыми мергелями, 110 м	Светло-серые глинистые мергели 160 м	Глинистые мергели 120—170 м	Глинистые мергели, чередующиеся с пачками известковистых глин 940 м
	Переслаивание глин и светлых мергелей	Известковистые глины, выше переходящие в мергели 280 м	Чередование массивных известняков и плитчатых мергелей 180 м	Глинистые мергели 700 м	
	Зеленовато-серые глины 110 м	Зеленовато-серые глины 140 м	Известковистые глины с частыми прослоями мергелей 160 м	Песчанистые известняки, известковистые глины, мергели 50—180 м	
	Зеленовато-серые глины с песчаниками и алевролитами в средней части 140 м	Зеленовато-серые глины 350 м	Известковистые глины с частыми прослоями мергелей 517 м		
	Зеленовато-серые глины 200 м	Песчаники, чередующиеся с алевролитами, 420 м			
О-серые глинистые сланцы 100—150 м	Зеленовато-серые сланцеватые, глины 220 м	Темно-серые песчаные, глинистые сланцы 510 м	Мелкозернистые песчаники, чередующиеся с пачками алевролитов 530 м	Чередование песчаников, алевролитов и глинистых сланцев 400—560 м	Глауконитовые песчаники 20 м

ерхнемеловых отложений

Западный Копет-Даг	Гаурс-Даг	Хребет Шелами	Сиз-Пянджа-Даг	Восточный Копет-Даг
Чередование известковистых глин и мергелей 40 м	Наутилидовая свита—известняки и песчаники 250 м Зиракеевская свита—кварцевые песчаники 45 м	Песчаники и конгломераты (?) 170 м	Вишнево-красные гипсоносные и глинистые песчаники 150 м	Красноцветные гипсоносные глины 160—220 м
Глинистые мергели 120—170 м	Глинистые мергели, чередующиеся с пачками известковистых глин 940 м	Устричники, выше сменяющиеся желтыми кварцевыми песчаниками 13 м	Плотные известняки, переходящие в известковистые песчаники с устричниками 12 м	Чалджинская свита—мергели и известковистые глины 90 м. Меанинская свита—рудистовые известняки 45 м
Глинистые мергели 700 м		Отсутствуют	Белые мергели и мергелистые глины 55 м	Каратекинская свита зеленовато-серые мергелистые глины с прослоями устричников—150 м. Свита белых фораминиферовых мергелей Видимая мощность—200 м
Песчанистые известняки, известковистые глины, мергели 50—180 м			Фораминиферовые мергели и мергелистые известняки (?) 5—7 м	Не вскрыты
Чередование песчаников, алевролитов и глинистых сланцев 400—560 м	Внизу песчанистые глины, вверху фораминиферовые мергели 100 м		Шихская свита белые кремневые известняки с подчиненными слоями мергелей и известкового песчаника 111 м	
	Глауконитовые песчаники 200 м		Глауконитовые глинистые песчаники и сланцеватые глины 100 м	

Таблица 3

	Восточный Копет-Даг	Зарубежный район Восточного Копет-Дага	Бадхыз	Северо-восточный Хорасан
и-м	Красноцветные гипсоносные глины 160—220 м	Красноцветные глины	Красноцветные глинистые песчаники, чередующиеся с пластами глин и гипсов 380 м	Песчаники, конгломераты, красноцветные глины 120 м
и, ест-и с м	Чалджинская свита—мергели и известковистые глины 90 м. Меанинская свита—рудистовые известняки 45 м	Свита Рустемаха—известняки 100 м	Внизу—свита глин и мергелей—650 м, выше—свита песчаников и глин—340 м	Известники и известковистые сланцы 300 м
иы	Каратекинская свита зеленовато-серые мергелистые глины с прослоями устричников—150 м Свита белых фораминиферовых мергелей Видимая мощность—200 м	Чередование песчаных глин, известковистых песчаников и песчаных известняков		Темно-бурые известковистые глины 150 м
бе-звезыми изика	Не вскрыты			Известковистые глины, мергели, известняки 950 м
ли-и ны		Глауконитовые песчаники с пропластками зеленых песчаных глин 400 м		Внизу глауконитовые песчаники, выше—известковистые сланцы и известняки 120 м

нистыми песчаниками с прожилками кристаллического гипса. Западнее в районе хр. Шелами, к датскому ярусу,—в значительной мере условно,—могут быть отнесены плотные морские известковистые песчаники, переходящие в известняки и устричники, чередующиеся с несомненно континентальными отложениями — конгломератами с хорошо окатанной галькой белых известняков верхней юры, принесенной, по-видимому, с юга, из области хребтов Ала-Дага. Мощность этой толщи, нижние горизонты которой могут иметь и более древний возраст,—170 м.

В северной части рассматриваемой территории местами наблюдается трансгрессивное налегание датских отложений на более древние породы верхнего мела. На Туар-Кыре, на южном берегу Кара-Богаз-Гола и на Большом Балхане датский ярус выражен различными известняками, мощность которых на Большом Балхане составляет 150—160 м.

На северном склоне Эльбурса датский ярус представлен плотными глинами с прослоями разнозернистых песчаников мощностью 250—280 м.

Краткая характеристика основных разрезов верхнемеловых отложений приведена в табл. 3.

КАИНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Третичная система

Палеоген

Наиболее широко палеогеновые отложения развиты в западном Копет-Даге, где они слагают обширные пространства между Передовым хребтом и Закаспийской низменностью. Осадки палеогена обнажаются в районе Ашхабада, протягиваясь далее на восток вдоль всего северного склона восточного Копет-Дага.

Небольшие выходы палеогеновых отложений известны на Малом и Большом Балхане, на Туар-Кыре и в северной части Красноводского полуострова. В пределах зарубежной территории палеогеновые осадки развиты главным образом на южных склонах Эльбурса и Ала-Дага.

Стратиграфия палеогена излагается по схеме, предложенной О. С. Вяловым (1947_{1,2}, 1951, 1952 и др.).

Бухарский ярус

В западном Копет-Даге О. С. Вялов относит к бухарскому ярусу чалджинскую свиту мощностью 50—60 м, сложенную в нижней части светло-серыми мергелями, которые выше сменяются глинами. Эта свита прослежена на восток до района Арчмана. Восточнее, в районе Ашхабада, бухарский ярус представлен плотными кварцевыми среднезернистыми песчаниками мощностью 200 м, выраженными в рельефе в виде высокого гребня. В восточном Копет-Даге в основании бухарского яруса залегает ходжабуланская свита (915 м), нижняя часть которой сложена известняками, доломитами и гипсами, тогда как в верхней преобладают мергели со слоями устричников. Выше лежит соризорская свита (130 м) зеленовато-серых глин, в основании которых наблюдаются прослои гипсоносных песчаников. Разрез заканчивается дагманской свитой (80 м) массивных кварцевых песчаников и плотных глинистых известняков. Еще восточнее, в междуречье Теджена и Кушки, бухарский ярус выражен песчано-глинистой пачкой мощностью 45 м.

На северо-западе описываемой территории отложения бухарского яруса установлены только в районе Большого Балхана, где они выраже-

ны песчаниками с зернами глауконита. К северо-западу отсюда — на Туар-Кыре и Красноводском полуострове — осадки бухарского яруса отсутствуют.

К югу от государственной границы породы, возможно, принадлежащие бухарскому ярусу, найдены П. И. Калугиным в районе хр. Шелами. Здесь выше песчаников и конгломератов, отнесенных им к датскому ярусу, залегают белые известковистые песчаники и известняки, которые по аналогии с центральным Копет-Дагом он склонен отнести к бухарскому ярусу. В большинстве других районов Ирана бухарский ярус, как и вообще весь палеоцен, отсутствует. Нет палеоценовых слоев и на северном Эльбурсе. В восточном Эльбурсе и Ала-Даге меловые отложения перекрываются нуммулитовыми известняками среднего эоцена.

Сузакский ярус

Осадки сузакского яруса на северо-западе рассматриваемой территории развиты шире. На южном побережье Кара-Богаз-Гола О. С. Вялов (1956) относит к ним пестроцветную свиту мергелей и глин мощностью 33 м. На Туар-Кыре сузакский ярус выражен известковистыми песчаниками, на Большом Балхане — пестроцветными песчаниками с *Ostrea eversa* Mellev.

В западном Копет-Даге сузакский ярус представлен пестроцветной свитой известковистых глин красных, розовых и коричневых тонов — так называемой данатинской свитой. В районе Ашхабада к сузакскому ярусу отнесена толща зеленоватых песчанистых глин и песчаников мощностью до 500 м, содержащих *Griphaea camelus* Вигащ., *Ostrea hemiglobosa* Ром. и др.

В восточном Копет-Даге и в районе Кушки сузакский ярус также выражен зеленоватыми глинами с прослоями песчаников, количество которых постепенно уменьшается в восточном направлении.

На зарубежной территории к сузакскому ярусу в районе хр. Шелами, возможно, относятся отмеченные здесь желтовато-серые известковистые песчаники мощностью 80 м. В остальных районах Ирана, включая Эльбурс, Ала-Даг, Биналуд и области к югу от них, осадки сузакского яруса не обнаружены, хотя не исключено, что часть немых красноцветных песчаников, подстилающих здесь среднеэоценовые известняки, имеет нижнеэоценовый, т. е. сузакский, возраст.

Алайский ярус

В северо-восточной части исследуемой территории, на южном берегу Кара-Богаз-Гола и на Туар-Кыре, к алайскому ярусу (средний эоцен) относят плотные белые мергели мощностью 10—20 м. На Большом Балхане О. С. Вялов причисляет к алайскому ярусу пачку светлых бентонитовых глин мощностью 110—120 м. Мергелями и сильно известковистыми глинами мощностью 50 м (обойская свита) выражен алайский ярус в западном Копет-Даге. В районе Ашхабада к нему относят нижнюю часть глинистой толщи мощностью 500—600 м, верхние горизонты которой принадлежат уже туркестанскому ярусу. Иначе построен разрез алайского яруса в Бадхизе. Он начинается известняками-ракушечниками с прослоями песчаников (горизонт Шорсафед); выше следует толща песчаников, в верхней части которых залегает покров андезитов и туфобрекчий. Общая мощность алайского яруса — 120 м.

Совершенно другой фацией выражен средний эоцен к югу от Копет-Дага. Здесь на разные горизонты мезозойских, а иногда и более древних

отложений ложатся известняки с *Nummulites perforatus*, *N. gallensis*. Нуммулитовые известняки среднего эоцена широко распространены в северном Иране и протягиваются почти непрерывной полосой вдоль южного склона Биналуда, Ала-Дага и Эльбурса. Они обнаружены К. И. Богдановичем и Л. С. Либровичем на северном склоне Ала-Дага и восточного Эльбурса (хр. Мульгазар). Широко распространены они и в центральной части Эльбурса. На его северном склоне, за исключением упомянутых восточных районов, среднеэоценовые породы отсутствуют. В южном Эльбурсе средний эоцен представлен так называемыми «зелеными слоями» — мощной (2000 м и более) толщей чередующихся песчаников и глин, которые пронизаны большим количеством вулканического вещества, и содержащей отдельные пласты нуммулитовых известняков¹.

Туркестанский ярус

В северной части, на Туар-Кыре, Красноводском полуострове и Большом Балхане, О. С. Вялов относит к туркестанскому ярусу буровато-серые сланцеватые мергелистые глины с многочисленными рыбными остатками и планктонными фораминиферами и свиту зеленых известковистых глин и песков. В западном Копет-Даге к туркестанскому ярусу относят свиты эззетскую (глины), кендерлинскую (глины с сидеритовыми конкрециями) и котурскую (глинистые песчаники). В Ашхабадском районе и восточном Копет-Даге туркестанский ярус представлен глинами. В районе Кушки к туркестанскому ярусу относят песчаники с фауной нуммулитов и моллюсков.

К югу от Туркмено-Хорасанских гор морские отложения верхнего эоцена (туркестанского яруса) не обнаружены.

Верхнеферганские отложения

Осадки, перекрывающие туркестанский ярус, в пределах Туркмении не расчленены на ярусы схемы О. С. Вялова. Последний сопоставляет их с риштанским, исфаринским, ханабадским и сумсарским ярусами среднеазиатской схемы или с верхним коуном Кавказа. Таким образом, эти отложения имеют в основном олигоценовый возраст. Верхнюю — майкопскую — свиту палеогена западного Копет-Дага О. С. Вялов параллелизует с массагетским ярусом.

В западном Копет-Даге к олигоцену относят торымбеурскую свиту, сложенную зелеными глинами с прослоями устричников и примесью песчаного материала в верхней части. Мощность ее превышает 800 м. В северо-западной части (Туар-Кыр, Красноводский полуостров) верхнеферганским отложениям принадлежат морские зеленоватые глины мощностью не свыше 100 м.

В восточной Туркмении морские верхнеферганские отложения, по-видимому, отсутствуют. Выше слоев с фауной туркестанского яруса здесь несогласно залегает песчаная или песчано-конгломератовая красноцветная свита, названная А. В. Дановым карагауданской, которую мы относим главным образом к нижнему миоцену. Отсутствие морских олигоценовых отложений в центральном и восточном Копет-Даге следует объяснить последующим их размывом. В пользу этой точки зрения свидетель-

¹ Вопрос о возрасте «зеленых слоев» Эльбурса еще не решен окончательно. Так, Бэйли (Bailey a. oth., 1948) считает, что они все же принадлежат олигоцену, хотя Шрёдер (1945) приводит новые палеонтологические доказательства их эоценового возраста.

ствуется широкое развитие олигоценовых отложений в более восточных районах, например, в Таджикской депрессии, где морской режим сохранился до конца сумсарского века. П. И. Калугин и О. С. Вялов считают, что нижняя часть красноцветной толщи представляет континентальную фацию верхнеферганских отложений.

К югу от Туркмено-Хорасанских гор к олигоцену можно относить континентальные отложения, состоящие из чередующихся глин, песчаников и конгломератов. Возраст их определяется по положению в разрезе между нуммулитовыми слоями среднего эоцена и отложениями среднего миоцена.

В западном Копет-Даге палеоген заканчивается майкопской свитой, выраженной глинами¹. Верхние горизонты свиты в период перед средним миоценом были частично размыты, вследствие чего мощность ее сильно варьирует — от нескольких десятков до 300 м.

Майкопская свита обнаружена в северных предгорьях Эльбурса, где она трансгрессивно лежит на различных горизонтах меловых и более древних отложений. Мощность майкопских осадков не превышает 100 м.

Краткая характеристика основных разрезов палеогеновых отложений приведена в табл. 4.

Неоген

Неогеновые отложения, широко распространенные в западном Копет-Даге, в Закаспийской низменности, на южном склоне Эльбурса и в Красноводском полуострове, представлены главным образом морскими фациями, в восточном же Копет-Даге — континентальными. Морские осадки известны также в ряде мест и к югу от Эльбурс-Аладагской горной системы.

Стратиграфия морских неогеновых отложений изучена лучше, чем континентальных. Сопоставить морские и континентальные образования можно только в самых общих чертах. Основные данные о строении неогенных пород содержатся в работах А. А. Али-Заде, В. П. Колесникова, В. Н. Иванова, А. Г. Эберзина, Г. И. Попова, Д. А. Агаларовой.

Миоцен

Нижний миоцен

Нижний миоцен Туркмении выражен континентальными фациями. Разрез морских неогеновых отложений западной Туркмении начинается слоями среднего миоцена, лежащими с небольшим размывом на верхние горизонты олигоцена — майкопскую свиту. В центральном Копет-Даге, в районе ст. Келята, морской средний миоцен подстилается красноцветной толщей песчаников и глин с прослоями конгломератов, лежащая на палеогене; эту толщу А. В. Данов предложил называть карагауданской.

Самый западный выход данной свиты известен в нескольких километрах западнее Бахардена. Здесь разрез карагауданской свиты начинается 1—2-метровым пластом конгломерата, состоящего из валунов размером до 10 см; выше идут плохо- и среднеокатанные гравелиты с известковым цементом. Галька состоит из мергелей верхнего мела и песчаников апта и альба. Восточнее, в Актепинской и Келятинской грядях, карагауданская свита сложена преимущественно песчаниками и глинами. В раз-

¹ Майкопская свита западной Туркмении в возрастном отношении, по-видимому, соответствует только верхней части той мощной толщи глин, которая известна под этим названием на Северном Кавказе.

Стратиграфическая таблица п

Стратиграфическое деление			Северный склон Эльбурса	Кизыл-Куп	Туар-Кыр	Большой Балхан	З
Олигоцен	Верхний	Массагетский ярус	Майкопская сви- та—глины с редкими прослоями песча- ников 100 м	Отсутствуют	Отсутствуют	Отсутствуют	се
	Средний	Риштанский, Исфаринский, Ханабадский, Сумсарский ярусы	Отсутствуют	Зеленые плас- тичные глины 100 м	Зеленова- то-серые, иногда ко- ричневатые гипсоносные глины 60 м	Зеленые глины и гли- нистые пес- чаники 200 м	Тор та -
	Нижний						Ке глин
Эоцен	Верхний	Туркестан- ский ярус	Туфогенная тол- ща (возраст опре- деляется по ана- логии с Аз.ССР). Туфогенные песча- ники, туфиты, аг- ломератовые туфы и т. д.	Зеленые гли- ны и пески 50 м			Ке та - тов
				Зеленые из- вестковые гли- ны, бурые рыб- ные слои			Ээ
	Средний	Алайский ярус		Белые мергели 13 м	Шоколад- ного цвета опоковидные глины 30 м	Бентони- товые глины 110—120 м	Об мерг
Палеоцен	Нижний	Сузакский ярус		Пестроцвет- ная свита 30 м	Известко- вые пес- чаники		Дан та -
		Бухарский ярус	Отсутствуют	Отсутствуют	т	Песчаники с прослоями галечников 410—120 м	Чалд та - глины, нисте

Стратиграфическая таблица палеогеновых отложений

Туар-Кыр	Большой Балхан	Западный Копет-Даг	Гяурская антиклиналь	Восточный Копет-Даг	Кушка
Отсутствуют	Отсутствуют	Майкопская свита — глины 250—370 м	Нижняя часть разреза карагауданской свиты — красноватые глины с прослоями печаников и конгломератов	Красноцветные глины и песчаники	
Зеленовато-серые, иногда коричневатые гипсоносные глины 60 м	Зеленые глины и глинистые песчаники 200 м	Торымбеурская свита — зеленые глины 820 м			
		Котурская свита — глинистые песчаники 80 м			
		Кендерлинская свита — глины с сидеритовыми конкрециями 500 м	Гипсоносные глины с отдельными слоями глинистых песчаников 500—600 м	Бадхызская свита — песчаники и глинистые глины 55 м	
Шоколадного цвета опоковидные глины 30 м	Бентонитовые глины 110—120 м	Эзчетская свита — глины 80 м			
		Обойская свита — мергели и глины 50 м			
				Андезиты и туфобрекчии	
Известковистые песчаники	Песчаники с прослоями галечников 110—120 м	Данатинская свита — пестроцветные глины	Глинистые песчаники, в верхней части разреза известковистые, 500 м	Зеленовато-серые песчаные глины и песчаники	Серые и красноватые песчаники 80 м
Отсутствуют		Чалджинская свита — известковистые глины, иногда песчаные 60—80 м	Светлые кварцевые песчаники 200 м	Дагманская свита — массивные кварцевые песчаники и плотные мергелистые известняки 80 м	Зеленые глины, в нижней части разреза — песчаники и глины 200 м
Отсутствуют				Соризорская свита — глины в основании, гипсоносный песчаник 40—80 м	
Отсутствуют				Ходжабулакская свита: внизу — известняки, доломиты, глины, выше — мергели и устричники — 250 м	

Таблица 4

ли-	Восточный Копет-Даг	Кушка	Хребет Шелами	Хребт Сиз-Пянда-Даг
асть разреза карагаудан- —красноватые глины с печаников и конгломератов		Красноцвет- ные глины и песчаники		Красноватые глины и песча- ники
ые глины с отдельными глинистых песчаников 500—600 м	Бадхызская свита — песча- ники и песча- нистые глины 55 м	Внизу — красноватые глины и песча- ники, выше — светлые пере- кристаллизован- ные известня- ки (?) 180 м		Светло-серые сланцеватые глины
	Андезиты и туфобрекчии 40 м			
	Серые и крас- новатые песча- ники 80 м			Известковистые кварцевые песчаники и ракушечники
	Известняки, доломиты, мер- гели 38 м			
в ти ст-	Зеленовато-серые песчанистые глины и песчаники	Зеленые глины, в нижней части разреза — песчаники и глины 200 м	Желтовато- серые известко- вистые песчани- ки (?) 80 м	Красноцветные песчаники и глины (?)
	Дагманская свита— массивные кварцевые песчаники и плотные мергелистые известняки 80 м Соризорская свита— глины в основании, гипсоносный песчаник 40—80 м Ходжабулакская свита: внизу — извест- няки, доломиты, гли- ны, выше — мергели и устричники — 250 м		Белые извест- ковистые песча- ники и извест- няки (?) 20 м	

оне ст. Келята эта свита залегает на палеогене с угловым несогласием до 10° и, видимо, согласно перекрывается морскими среднемиоценовыми отложениями. Мощность свиты достигает здесь 300 м.

В районе Гяурской антиклинали и в восточном Копет-Даге свита эта ложится с разрывом, по всей вероятности, на эоцен (олигоценовая фауна в подстилающих слоях не обнаружена). В районе Гяурской антиклинали — к востоку от нее — свита выражена разнотекстурными песчаниками, содержащими 10—15% мелкогалечных конгломератов, общей мощностью 400—500 м. В нижней части разреза в гальке конгломератов преобладают породы апта, альба и сеномана, в верхней части — известняки неоккома. В северо-восточной части этого района между станциями Баба-Дурмаз и Артык конгломераты исчезают из разреза. В восточном Копет-Даге карагауданская свита имеет значительно меньшую мощность (в отдельных местах всего несколько десятков метров) и выражена почти исключительно глинами (реки Чаа-чай, Меана-чай). Только в более западных районах, по долине р. Душак, в разрезе начинают преобладать песчаники.

На всем своем протяжении вдоль северных предгорий карагауданская свита обладает многими характерными для нее признаками: повсеместной красновато-коричневой окраской, сходным литологическим составом, обизвествленностью, наличием гальки нижнемеловых пород, трансгрессивным залеганием — с небольшим несогласием — на подстилающих палеогеновых глинах. Все эти признаки позволяют относить отдельные разрозненные обнажения к одной и той же свите, отлагавшейся приблизительно в одних и тех же условиях. Она знаменует собой новый этап в развитии данной территории и резко отличается от нижележащих отложений. Поэтому можно считать отдельные выходы ее близкими по возрасту и даже одновозрастными.

В вопросе о возрасте описываемой свиты нет единого мнения. П. И. Калугин, О. С. Вялов относят большую ее часть к олигоцену и считают ее континентальной фацией верхнеферганских отложений (О. С. Вялов, 1947¹, 1951). Основанием для этого служит факт отсутствия в восточном Копет-Даге олигоценовой фауны в верхней части разреза палеогена, хотя и П. И. Калугин и О. С. Вялов пишут, что отсутствие в разрезе олигоцена может быть вполне объяснимо его более поздним размытием или же тем, что он здесь вообще не отлагался.

Карагауданскую свиту, по-моему, следует относить к нижнему миоцену, захватив, возможно, лишь самые верхи олигоцена (рис. 1).

Как уже отмечалось выше, в пределах всего западного Копет-Дага перерыв в осадконакоплении соответствует лишь нижнему миоцену. Здесь имеется полный разрез палеогена, включая и майкопскую свиту. Трудно предположить, чтобы в 40—50 км восточнее, в районе Бахардена, расположенного по простиранию одного и того же крупного палеогенового прогиба, в олигоцене существовали уже совершенно другие палеотектонические условия и здесь отлагалась континентальная грубообломочная толща с галькой нижнемеловых пород, указывающая на очень крупные тектонические движения. Эти крупные поднятия, свидетельством которых является карагауданская толща, не могли бы ни в чем не проявиться в ближайших более западных районах, где в это время происходили глубокие прогибания с накоплением мощной толщи глинистых пород. Очевидно, карагауданская свита начала формироваться значительно позже — в то время, когда крупные олигоценовые погружения сменились поднятиями в начале миоцена. Вполне возможно, что в центральном и восточном Копет-Даге, где нижнемиоценовые движения были более интенсивными, процесс поднятия начался несколько раньше, чем в западном, может быть, и в самом конце олигоцена, например, в массагетский век (полностью или

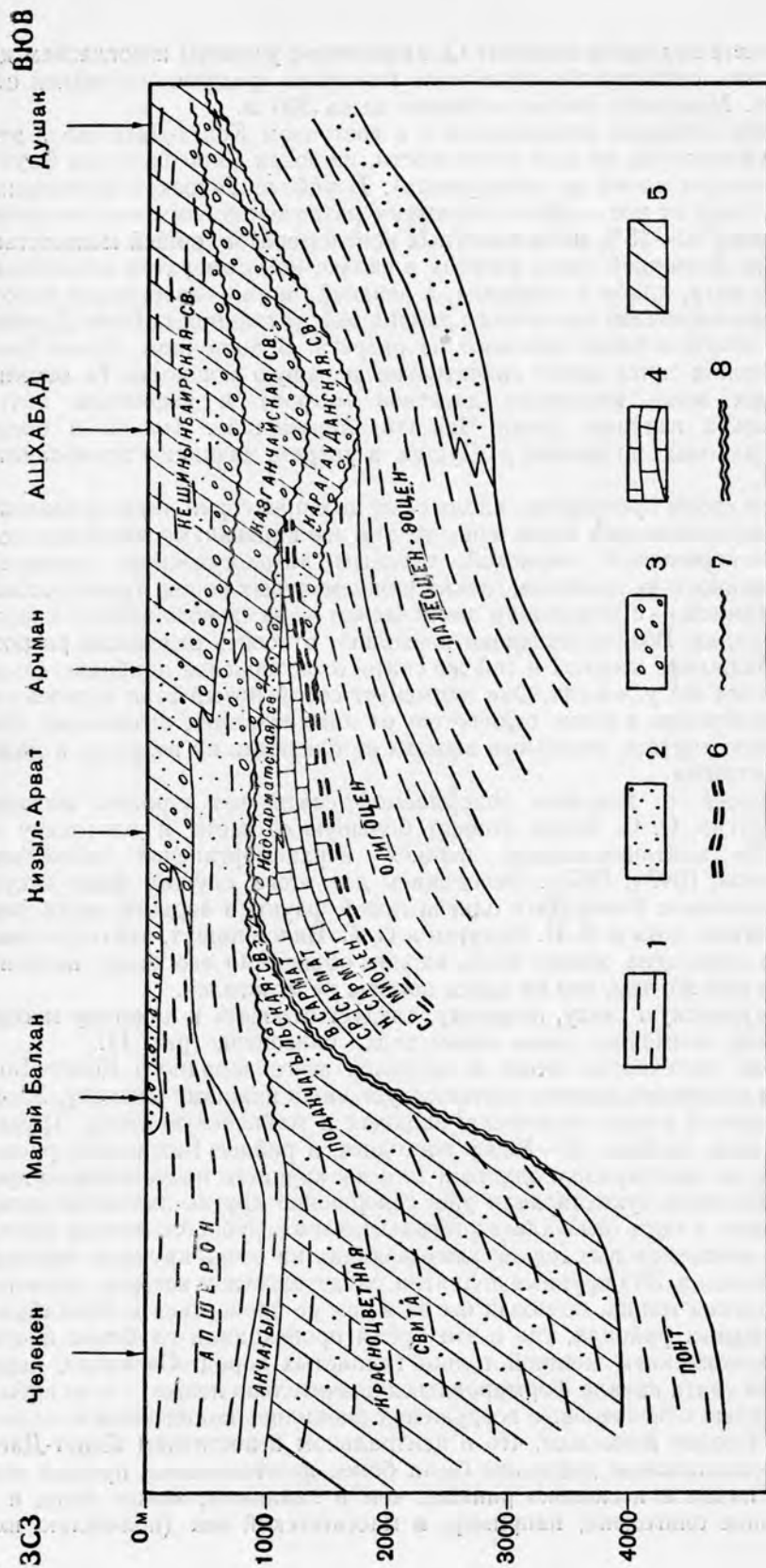


Рис. 1. Схема сопоставления морских и континентальных третичных отложений Туркмении

1 — глины; 2 — известняки; 3 — конгломераты; 4 — известняки; 5 — известняки; 6 — перерыв в осадконакоплении, не сопровождающийся угловым несогласием; 7 — перерыв и угловое несогласие; 8 — резко выраженное угловое несогласие

частично), но ни в коем случае они не могли длиться в течение всего олигоцена или даже большей части его. Одинаковый фациально-литологический характер этой свиты позволяет считать ее одновозрастной на всем протяжении и, следовательно, относить всю ее к нижнему миоцену.

Тортонский ярус

Разрез морского неогена западной Туркмении начинается осадками среднего миоцена, а именно — тортонского яруса, налегающими с небольшим угловым несогласием на палеоген. Основание разреза составляет чокракский горизонт, представленный глинистыми песчаниками с *Ervilia praepodolica* Andr., *Pecten* cf. *gloria maris* Dub., *Donax tarchanensis* Andr., мощностью в западном Копет-Даге от 5 до 30 м. На восток чокракские слои прослеживаются до Кызыл-Арвата, где они выражены мергелями и песками. Широко распространены чокракские осадки на побережье Кара-Богаз-Гола и на Красноводском полуострове. В южных чинках Устюрта чокракские отложения представлены загипсованными песчаниками с прослоями мергелей и известняков в верхах (общей мощностью около 7 м) и содержат следующую фауну: *Chlamys domgeri* Mikh., *Ervilia praepodolica* Andr., *Lucina dentata* Bast., *Donax tarchanensis* Andr. В северной части Красноводского полуострова чокрак выражен зеленовато-серыми песками с прослоями ракушечника (общей мощностью около 8 м) с такой же фауной, как и на южном Устюрте.

На северном Эльбурсе, в долине р. Талар и в ряде других мест, чокракский горизонт представлен песчаниками и глинами мощностью около 100 м.

Караганские слои в западном Копет-Даге протягиваются несколько дальше на восток, чем чокракские, — вплоть до района Беурмы. Представлены караганские отложения двумя типами осадков. К югу от Передового хребта в горах Араз-Деу, Кулмач, Каляуз и на горе Сирим они выражены оолитовыми известняками, иногда переслаивающимися с глинами и песчаниками. Севернее, в районе Арчмана и по северо-западной оконечности Копет-Дага, развиты глинистые и известковистые песчаники и глины. На большей части территории западного Копет-Дага мощность пород караганского горизонта не превышает 10—30 м, увеличиваясь в районе Кызыл-Арвата до 50—100 м и в Узек-Даге — до 170 м. Руководящими формами караганского горизонта служат встреченные в большом количестве во всех разрезах *Spaniodontella gentilis* Eichw. и *S. opistodon* Andr.

На Красноводском полуострове караганский горизонт представлен на юге — известняками и известковистыми песчаниками, на севере — известняками и мергелями с прослоями гипсов.

На северном Эльбурсе караганский горизонт сложен темными глинами с тонкими прослоями песчаников и мергелей общей мощностью 250 м.

Породы конкского горизонта распространены в тех же районах, что и караганские. В западном Копет-Даге установлено два типа их осадков — в более восточных районах — в Ходжакалинской впадине, в горах Кулмач и в ряде других мест вблизи восточной окраины конкского бассейна — слои этого возраста представлены оолитовыми известняками, иногда со значительным количеством прослоев песчаников и глин. В горах Узек-Даг, Иланлы, в районе Кызыл-Арвата и на западном окончании Копет-Дага конкские слои сложены песчаниками и песчанстыми глинами. На Красноводском плато они выражены сильно загипсованными мергелями и глинами, к востоку от Туар-Кыра — оолитовыми и пелитоморфными известняками и мергелями с песчаными прослоями. Мощность конкского горизонта на большей части Копет-Дага колеблется в пределах 5—25 м.

увеличиваясь до 60—80 м в Узек-Даге, Эзет-Карагезской зоне и в предгорных грядках к северу от Передового хребта.

Во всех разрезах конкского горизонта фауна чрезвычайно однообразна и обычно представлена только *Pholas kubanicum* Zhir.

Сарматский ярус

Отложения сарматского яруса развиты на той же площади, что и среднемиоценовые, но вдоль северной окраины Копет-Дага сарматское море проникло и восточнее: выходы сармата отмечены в районе ст. Келята.

Нижне- и среднесарматские слои в западном Копет-Даге, в предгорных грядках района Кызыл-Арвата, а также в районе хребтов Кулмач, Каляуз, на горе Сирим выражены оолитовыми и иными известняками, чередующимися с песчано-глинистыми породами, которыми иногда бывает сложена большая часть разреза. Западнее, в горах Узек-Даг, Эзет, Иланлы, морской сармат представлен песчано-глинистыми породами. В хребте Карагез преобладают глины. Мощность сарматских пород сильно меняется: в Узек-Даге мощность нижнего сармата составляет 156 м, среднего — 295 м. Превышают 300-метровую мощность эти отложения в районе Кызыл-Арвата. В южном направлении мощность сокращается: в хребтах Кулмач, Каляуз, Ахча-Даг она не превышает 100 м.

Сарматские отложения западного Копет-Дага содержат обильную фауну. В. Н. Огнев (1933) указывает следующие формы, характерные для нижнего сармата: *Cardium gracile* Pusch., *C. praeplicatum* Hilb., *Syndesmia reflexa* Eichw., *Mactra eichwaldi* Lask., *Ervilia dessita* Eichw., *E. trigmula* Sok.

Отложения среднего сармата охарактеризованы *Cardium bajarunasi* Kol., *Tapes gregarius* Partsch., *T. sulcatopodolicus* Kol., *Donax prius* Eichw., *Solen subfragilis* Eichw., *Mactra vitaliana* d'Orb.

В северной части рассматриваемой территории, к востоку от Кара-Богаз-Гола, сарматские отложения, трансгрессивно налегая на более древние породы, покрывают огромные площади плато Устюрта. Здесь сарматский ярус, представленный только нижним горизонтом, сложен светло-серыми мергелями с тонкими прослоями известняков с *Mactra eichwaldi* Lask., *Cardium gracile* Buch и др.; мощность около 50 м.

Нижний сармат известен и по северо-западной окраине Каракумского плато, а также в чинках Унгуза, где он выражен оливково-бурыми глинами с прослоями сероватых песчаных известняков и белых мергелей.

В обрывах Красноводского плато сармат сложен чередующимися белыми мергелями, глинами и гипсами мощностью около 30 м.

В Копет-Даге среднесарматские слои вверх по разрезу постепенно переходят в толщу кирпично-красных глин, песчаников и конгломератов — в так называемую надсарматскую свиту, возраст которой в западном Копет-Даге скорее всего является верхнесарматским.

Красноцветные надсарматские отложения частично были размывы перед акчагыльской трансгрессией и сохранились главным образом в синклиналях. Мощность их в западном Копет-Даге колеблется от 60 до 150 м, возрастая до 250 м только в предгорных грядках в районе Кызыл-Арвата.

Континентальные отложения верхнего миоцена и нижнего плиоцена

На сарматских и более древних отложениях лежат континентальные грубообломочные породы, получившие в разных районах Туркмении различные наименования (кюрянинская и казганчайская свиты). Надсармат-

Стратиграфическое деление		Северный склон Эльбурса	Север Краснодарского п-ва	Туар-Кыр	Большой Балхан	Гора Сир	
Верхний миоцен	Сарматский ярус	Верхний	Конгломераты 2000 м	Отсутствуют	Кюрянынская свита—конгломераты, песчаники, глины 200—250 м	Отсутствуют	
		Средний	Белые мергели и глины 40 м			Красноцветные глины с пелитами известняков 15—20 м	
		Нижний		Глины и песчаники 100 м	Белые мергели и известняки 50 м	Известняки, песчаники, глины 40 м	
Средний миоцен	Тортонский ярус	Конкский горизонт	Глины с прослоями песчаников (?)	Загипсованные мергели и глины 40 м	Загипсованные мергели и глины 20—25 м	Отсутствуют	Пески, известняки и глины 30 м
		Караганский горизонт	Темные глины с тонкими прослоями песчаников и мергелей 250 м	Известняки и мергели с прослоями гипсов 50 м	Гипсы, в основании конгломераты и песчаники 25—30 м		Известняки, песчаники, устричники 8 м
		Чокракский горизонт	Глины и песчаники 100 м	Зеленовато-серые пески с прослоями известняков 8 м	Конгломераты и пески известковые 1—10 м		
		Тарханский горизонт					

¹ Подакчагыльская свита конгломератов, развитая на Малом Балхане и в Кюрен-Даге, рассматривается нами ниже, при описании плиоценовых отложений.

Стратиграфическая таблица миоценовых отложений

Туар-Кыр	Большой Балхан	Гора Сирим	Западное окончание Копет-Дага	Хребет Каляуз	Хребет Кулмач	Горы Узек-Даг
Отсутствуют	Кюрянынская свита — конгломераты, песчаники, глины 200—250 м	Отсутствуют		Отсутствуют	Красноцветные глины и песчаники 40—70 м	Песчанистые глины 30 м
Белые мергели и известняки 50 м	Отсутствуют	Красноцветные глины с пластами известняков 15—20 м	Отсутствуют	Отсутствуют	Глинистые песчаники со слоями глин и известняков 100 м	Песчаники с порочиненными слоями песчанистых глин 300 м
Загипсованные мергели и глины 20—25 м		Известняки, песчаники, глины 40 м		Чередование известняков и песчаников 65 м		Чередование песчаников и глин 150 м
Гипсы, в основании конгломераты и песчаники 25—30 м	Известняки, песчаники, устричники 8 м	Пески, известняки и глины 30 м	Глинистые песчаники 25 м	Песчаники и пески с прослоями известняков 7 м	Оолитовые известняки и песчаники 5 м	Желто-серые песчаники, чередующиеся со слоями песчанистых глин и мергелей 70 м
Конгломераты и пески известковые 1—10 м		Глины с пластами песчаников и известняков 80 м	Песчаники 30 м	Оолитовые известняки 6 м	Оолитовые известняки 9 м	Песчаники, реже песчанистые глины 170 м
			Песчаники и гипсы 20—30 м	Чередование песчаников и известняков	Известковистые песчаники 10 м	Песчаники, чередующиеся с песчанистыми глинами 30 м

Отсутствуют

Таблица миоценовых отложений

Уз	Хребет Кулмач	Горы Узек-Даг	Гора Эззет	Ходжа-Калинская долина	Кизыл-Арват	Арчманский район
ЮТ	Красноцветные глины и песчаники 40—70 м	Песчанистые глины 30 м	Отсутствуют	Красноцветные гипсоносные глины и песчаники 20 м	Красноцветные песчаники и глины	Отсутствуют
не и ов	Глинистые песчаники со слоями глин и известняков 100 м	Песчаники с подчиненными слоями песчанистых глин 300 м	Известковистые и мергелистые песчаники 270 м	Пески, глинистые песчаники и глины 220 м	Известковистые песчаники и оолитовые известняки 180 м	Отсутствуют
и рос-ест-м	Оолитовые известняки и песчаники 5 м	Желто-серые песчаники, чередующиеся со слоями песчанистых глин и мергелей 70 м	Известковистые песчаники и песчанистые глины 70 м	Чередование песчаников и глин 36 м	Пески и глинистые песчаники 20—85 м	Известняки глины, песчаники 45 м
е ки	Оолитовые известняки 9 м	Песчаники, реже песчанистые глины 170 м	Известковистые песчаники, глинистые песчаники и песчанистые глины 80 м	Гипсоносные песчаники, глины, оолитовые известняки 40 м	Известковистые и глинистые песчаники, глины и мергели 15—100 м	Песчаники глины со слоями мергелей известняков 60—70 м
не в и ков	Известковистые песчаники 10 м	Песчаники, чередующиеся с песчанистыми глинами 30 м	Песчаники и гипсы 10 м	Чередование гипсоносных песчаников и глин 20 м	Пестроцветные пески и глины 20 м	Отсутствуют

Таблица 5

Эзет	Ходжа-Калинская долина	Кизыл-Арват	Арчманский район	Ашхабадский район	Восточный Копет-Даг, Бадхыз
Отсутствуют	Красноцветные гипсоносные гли- ны и песчаники 20 м	Красноцветные песчаники и глины	Отсутствуют	Красноцветные песчаники, чередующиеся с глинами и отдельными слоями конгломератов (верхняя часть карагауданской свиты). Их несогласно перекрывают конгломераты казганчайской свиты	Красноватые песчаники, чередующиеся с маломощными слоями глины
Известковистые песчаники и глины 270 м	Пески, глинистые песчаники и глины 220 м	Известковистые песчаники и ооли- товые известняки 180 м			
Мергели и пес- чанники 110 м	Чередование глин и песчаников 110 м	Известковистые песчаники и глины 135 м	Глины, изве- стняки-раку- шечники, мергели 160—180 м		
Известковистые песчаники и глины 36 м	Чередование пес- чаников и глин 36 м	Пески и глини- стые песчаники 20—85 м	Известняки, глины, песча- ники 45 м		
Известковистые песчаники и глины 10 м	Гипсоносные пес- чаники, глины, оолитовые извест- няки 40 м	Известковистые и глинистые песча- ники, глины и мер- гели 15—100 м	Песчаники и глины со слоя- ми мергелей и известняков 60—70 м		
Песчаники и глины 10 м	Чередование гип- соносных песчани- ков и глин 20 м	Пестроцветные пески и глины 20 м	Отсутствуют		

ские красноцветные песчаники и глины западного Копет-Дага мы не относим к этой серии. Как только что указывалось, они соответствуют, по-видимому, только верхнему сармату. В отличие от этих отложений, согласно покрывающих в западном Копет-Даге морские среднесарматские породы, названные свиты с размывом и угловым несогласием ложатся на различные горизонты морского миоцена и более древние отложения. Стратиграфический объем этих свит различен, и сопоставлять их друг с другом можно лишь очень осторожно.

Кюрянынская свита развита на Красноводском полуострове. Здесь, в обрывах Кюряны-Кюрре, на конкских или нижнесарматских слоях залегает свита грубовалунных конгломератов, а выше — песчаников с прослоями конгломератов, общей мощностью 200—250 м. В составе валунов и галек основное значение имеют изверженные породы и неоконские известняки. Размеры некоторых гранитных валунов достигают 1 м в диаметре. Вверх по разрезу размеры галек и валунов уменьшаются и увеличивается значение магматических пород. К востоку, у Кара-Тенгира и восточнее, количество конгломератов уменьшается, а в их гальке преобладающую роль играют магматические породы. Однако далее на восток (восточнее Белека) снова повышается значение валунников, в составе которых много мезозойских осадочных пород. На северном крыле Большого Балхана породы, которые можно считать аналогами кюрянынской свиты, представлены конгломератами, чередующимися с песчаниками и песчанистыми глинами, общей мощностью до 250 м.

В северном направлении состав свиты существенно меняется. В центральной и северной частях Красноводского полуострова она сложена песчано-глинистыми породами, содержащими лишь отдельные прослои мелкогалечных конгломератов. Мощность кюрянынской свиты здесь колеблется от 15 м в районе Куртли до 160 м в урочище Кизыл-Чай (Двали, Лебедев и Никитюк, 1932).

Возраст кюрянынской свиты определяется по ее положению между нижним сарматом и акчагылом. Поскольку она ложится с размывом и угловым несогласием на нижнесарматские отложения, очевидно, что между нижнесарматским веком и началом формирования свиты прошел некоторый промежуток времени. Поэтому можно предполагать, что она соответствует мезотическому и понтическому ярусам, хотя не исключен (частично) и сарматский ее возраст.

В центральном Копет-Даге сарматские отложения (район ст. Келята), а восточнее карагауданская свита несогласно покрываются конгломератовой толщей, для которой П. И. Калугин предложил название казганчайской свиты. В центральном Копет-Даге конгломераты составляют больше половины ее разреза. Галька плохо отсортирована и не всегда хорошо окатана. В большом количестве встречаются крупные глыбы и валуны. Состоит галька главным образом из известняков неоконма. К западу и к востоку от Ашхабадского района количество конгломератов в разрезе убывает вследствие увеличения роли песчаников и глин. Мощность казганчайской свиты в центральном Копет-Даге — 600 м, в восточном — 200 м.

Казганчайские конгломераты формировались, вероятно, в период от верхнего сармата до акчагыла включительно. В районе ст. Келята они залегают на среднесарматских отложениях и покрываются акчагыльскими¹.

Краткая характеристика основных разрезов миоценовых отложений советской части рассматриваемой территории приведена в табл. 5.

¹ Подакчагыльская свита конгломератов, развитая на Малом Балхане и в Кюрен-Даге, рассматривается нами ниже, при описании плиоценовых отложений.

К югу от Туркмено-Хорасанских гор миоценовые отложения построены совершенно иначе, чем в Туркмении. Сопоставление их с туркменскими разрезами очень затруднительно. По данным Ф. Клаппа, миоценовые породы в Иране несогласно залегают на эоценовых и олигоценовых. Фауна, собранная Э. Титце в районе Сиа-Кух в центральном Иране (уже за пределами рассматриваемой нами территории), указывает на присутствие аквитанского и бурдигальского ярусов нижнего миоцена. По А. Шталю, на южном склоне Эльбурса и к югу от него, в северной части пустыни Дешт-и-Кевир, миоцен разделяется на две толщи. Нижняя сложена фаунистически охарактеризованными светлыми известняками сравнительно небольшой мощности, лишь в отдельных разрезах достигающей 200 м. Эти известняки в районе оз. Урмия содержат крупные *Clypeaster gibbosus* Serr. верхнего гелльвета. В районе Семната в известняках обнаружена следующая фауна: *Ostrea pseudo-digitalina* Fuchs, *O. fimbriata* Grat., *O. verbeti* Desp., *Pecten persicus* Fuchs, *P. communis* Fuchs, *Natica*, *Schutella* и *Euspatagus* sp.

Верхняя толща миоценовых отложений северного Ирана — это так называемая соленосная, или гипсоносная формация, широко распространенная вдоль южных склонов Эльбурса, Ала-Дага и Биналуда, а также к югу от них. Толща состоит из чередующихся песчаников красного, коричневого и серого цвета, серо-голубых мергелей, пестрых глин и слоистых серых мергелистых известняков. Все породы сильно загипсованы и засолены, имеются целые пласты гипса и каменной соли. В некоторых районах появляются мощные толщи конгломератов. Мощность этих отложений местами достигает 3000 м и более; в юго-западном Иране они известны под названием серии фарс. Ф. Клапп расчленяет ее на три комплекса: нижний, средний и верхний фарс и сопоставляет нижний фарс с нижним миоценом, средний — с тортонским ярусом и верхний — с сарматским.

Плиоцен

Понтический ярус

Понтические отложения до самого последнего времени не были известны в юго-западной Туркмении, однако недавно в одной из скважин на Боя-Даге под красноцветной свитой обнаружены буроватые и серые слоистые известковистые глины, содержащие, по определениям А. А. Али-Заде (1954₂) понтическую фауну. Вскрытая мощность этих пород — около 250 м.

Понтическая микрофауна обнаружена также в сопочной брекчии Чикишлярских грязевых вулканов. На основании этих данных А. А. Али-Заде делает вывод о широком распространении понта на территории Закаспийской низменности. Понтические слои, выраженные оолитовыми известняками, найдены В. П. Колесниковым (1951) на северном побережье Кара-Богаз-Гола.

Красноцветная толща среднего плиоцена

В пределах Закаспийской низменности широко развиты континентальные песчано-глинистые отложения так называемой красноцветной толщи, мощностью, вероятно, до 2500 м или даже больше, лежащие под морскими породами акчагыла и подстилаемые понтом, что заставляет относить их к среднему плиоцену. По микрофауне красноцветная свита

западной Туркмении сопоставляется с продуктивной толщей Азербайджана.

В наиболее западных разрезах, на п-ве Челекен, красноцветная свита представляет чередование пачек кирпично-красных известковистых глин с серыми и зеленовато-серыми песками. В Небит-Даге эта свита сложена чередующимися песками и песчанистыми глинами. В отличие от пород Челекена, здесь преобладают песчаники. Далее на восток, в Сырт-Яйли и Боя-Даге и особенно в Кум-Даге, появляются прослои грубозернистых песков, а в предгорьях Копет-Дага, на северо-западном окончании Данатинской антиклинали и на Малом Балхане красноцветной свите могут соответствовать конгломераты, известные под названием подакчагыльских. Мы считаем возможным отнести их к нижнему плиоцену, так как в восточной части Закаспийской низменности удается наблюдать постепенный переход красноцветной свиты в подакчагыльские конгломераты. Второе косвенное подтверждение более молодого возраста последних по сравнению с породами кюрянской и казганчайской свит можно видеть в том, что эти конгломераты ложатся с размывом и значительным угловым несогласием на различные горизонты палеогена и мела. Очевидно, что в данном случае имел место длительный перерыв в осадконакоплении между отложениями морского сармата и описываемыми конгломератами. Малобалханская и Данатинская антиклинали были не только сформированы за это время, но и в значительной степени уже размыты.

На Малом Балхане конгломераты развиты как на северном, так и на южном склоне. В последнем отмечаются увеличение в западном направлении количества грубообломочного материала и сокращение мощностей. Максимальная мощность на южном крыле Малого Балхана — 540 м.

На северо-западном склоне Данатинской антиклинали, в районе колодцев Ялма-Кую, мощность подакчагыльских отложений составляет 130 м, из которых более 100 м приходится на конгломераты.

Акчагыльский ярус

Акчагыльские отложения известны в пределах Закаспийской низменности, на Красноводском полуострове, в западном Копет-Даге и на северном Эльбурсе. Они трансгрессивно ложатся на различные породы — от мела до неогена включительно. В Закаспийской низменности, в предгорьях Малого Балхана и в Кюрен-Даге они подразделены (по находкам фауны) на три горизонта: нижний, где встречаются почти исключительно *Avimactra subcaspia* Andr., *A. karabugasica* Andr.; средний — с богатой фауной (в том числе представителями *Avicardium* и *Avimactra acutecarinata* и *A. aviculoides*; верхний — с редкими *Avimactra* и *Cardium* и частыми *Dreissensia polymorpha* Pall. (Колесников, 1940). На большей части территории западного Копет-Дага и в некоторых других районах такое расчленение еще не произведено полностью, поэтому акчагыльские отложения описываются в целом, без расчленения на подъярусы.

На Челекене акчагыл выражен так называемыми «рыбными слоями» — пепельно-серыми тонколистоватыми мергелями с многочисленными остатками рыб, костей птиц, млекопитающих и с остракодами. В нижней части обнаружены три прослоя вулканического пепла. Мощность колеблется от 25 до 100 м.

На Боя-Даге и Сырт-Яйли разрез акчагыла начинается зеленоватыми и красноватыми глинами с пластом «книжных мергелей» и с прослоями вулканических пеллов; эти породы, мощностью около 50 м, отнесены к нижнему акчагылу. Выше лежат светлые тонкозернистые слюдистые

пески, сменяющиеся известковистыми засоленными глинами. Общая мощность акчагыльских отложений здесь превышает 200 м.

На южном склоне Малого Балхана, как и во многих других пунктах западного Копет-Дага, акчагыльские отложения начинаются базальными конгломератами из галек меловых пород. Выше залегают полимиктовые серые песчаники, перекрываемые пластом «книжных мергелей», которые, в свою очередь, сменяются алевролитами. Эти слои относятся к нижнему акчагылу; мощность их — около 70 м. Выше с признаками размыва залегают пески, песчаники и алевролиты среднего акчагыла мощностью 30 м. Заканчивается разрез мощной (200 м) толщей мергелистых глин с редкими пластами песков и ракушечников.

Сходно со строением осадков этого района сформированы акчагыльские отложения севернее Малого Балхана, в Перевало-Айдинской антиклинали, но мощность их здесь достигает 600 м. Акчагыльские отложения Ахча-Куйминской синклинали Малого Балхана отличаются малой мощностью: все три подъяруса акчагыла, сложенные глинами с конгломератами в основании, имеют мощность менее 100 м.

На северном склоне Данатинской и Обойской антиклиналей разрез начинается осадками среднего акчагыла, в основании которых лежит пласт базального конгломерата. Акчагыльский ярус представлен здесь красновато-коричневыми глинами с отдельными прослоями и пачками песчаников общей мощностью до 400 м.

В горах Узек-Даг в акчагыльских отложениях преобладают пески. Отличительной особенностью этого разреза является присутствие слоев мирабилита, тенардита и поваренной соли. Мощность — 300 м.

В Иланлинской синклинали акчагыльские отложения состоят из песчанистых глин и песков видимой мощностью (верхи размыты) около 300 м. В районе хр. Карагез и к югу от антиклинали Бахча преобладают глины (550 м).

Южнее, в горах Сарджас, Ак-Оба, Кизыл-Джа, и восточнее в горах Араз-Деу, в составе акчагыльских осадков существенную роль играют известковистые породы. В горах Ала-Даг большая часть разреза сложена известняками.

В восточном направлении акчагыльские отложения постепенно переходят в континентальную фацию. В хр. Кулмач на верхнесарматской красноцветной толще несогласно залегает серия палевых суглинков, переслаивающихся с пластами и линзами мелкогалечного конгломерата. Галька состоит из миоценовых, реже из верхнемеловых пород. Мощность — около 275 м.

В Ходжакалинской долине осадки с морской фауной акчагыла известны только в западной половине хр. Кизыл-Бурун, восточнее же они сменяются континентальными образованиями типа пролювиальных накоплений, в которых по мере отдаления от гор уменьшается количество грубообломочного материала. В районе колодцев Камышлы мощность этих пород достигает 600 м.

В северных предгорьях Копет-Дага, в районе Кизыл-Арвата и к востоку от него, акчагыльские отложения состоят из чередующихся пачек песков и песчанистых глин общей мощностью до 200 м. В основании разреза в большинстве случаев наблюдается базальный конгломерат мощностью от 5 до 15 м; в направлении к востоку количество конгломератов постепенно увеличивается. В окрестностях Беурмы почти весь разрез акчагыла (мощностью 150—200 м) сложен конгломератами и песчаниками, а известняки и мергели с морской фауной приобретают подчиненное положение.

В крайнем восточном выходе морских акчагыльских отложений, у ст. Арчман, их мощность достигает 80 м.

В северной части района акчагыльские слои известны на Красноводском полуострове. Здесь они начинаются базальным конгломератом мощностью до 10 м; выше лежат глинистые мергели с прослоями известняков, перекрываемые известняками-ракушечниками мощностью 50—60 м; заканчивается разрез песчанистыми глинами и мергелями. В направлении к Туар-Кыру мощность акчагыльских отложений быстро убывает, и у Гезели-Ата они составляют всего 7,5 м.

Апшеронский ярус

Отложения апшеронского яруса известны в Закаспийской низменности и в ряде пунктов западного окончания Копет-Дага. Апшеронские отложения подразделяются на три подъяруса, из которых нижний и средний выражены морскими осадками, а верхний — и морскими, и континентальными.

На Челекенском полуострове нижний апшерон выражен однообразной толщей серых известковистых глин с прослоями темных мергелей и тонкозернистых песчаников мощностью до 200 м. Отсюда известны *Streptoceras socolovi* Andr., *S. voluta* Andr. и др.

На Боя-Даге к нижнему апшерону относят песчанистые глины мощностью 400 м. В районе Малого Балхана к нижнему апшерону условно относят толщу глин, обнажающихся по восточной периклинали Перевало-Айдинской антиклинали.

Средний апшерон развит значительно шире. На Челекене он несогласно лежит на нижнем, начинаясь слоями песка с мелкой галькой; выше залегают сланцеватые глины с *Didacna turkmenica* Andr., *Celekenia iveanovi* Andr., и др. Общая мощность — до 170 м.

По данным А. А. Али-Заде (1952), среднеапшеронские осадки, трансгрессивно перекрывающие отложения акчагыла, имеются на Малом Балхана (толща глин мощностью 340 м) и на северном склоне Данатинской и Кюрендагской антиклиналей. Наиболее полный разрез среднего апшерона известен в районе аула Даната, где среднеапшеронские породы представлены песками, прослоями конгломератов и глинами с многочисленной фауной.

Работами Г. И. Попова (1956) установлено, что среднеапшеронские морские отложения протягиваются на восток вдоль северных предгорий Копет-Дага до района ст. Баши.

Морские верхнеапшеронские осадки известны в куполовидных структурах Закаспийской низменности и недавно обнаружены в западном Копет-Даге. На Челекенском полуострове верхний апшерон, несогласно покрывающий более низкие горизонты, представлен чередованием песков и глин; мощность его — 16 м. Недавно Г. И. Попов (1955, 1956) обнаружил морские верхнеапшеронские отложения в виде глин и песков с прослоями известняков-ракушечников на западном окончании Копет-Дага, в районе Ала-Дага.

На Малом Балхана и по северным склонам Данатинской и Кюрендагской антиклиналей А. А. Али-Заде относит к верхнему апшерону континентальную толщу конгломератов с редкими и быстро выклинивающимися прослоями песка и глин, залегающую на размытой поверхности среднеапшеронских слоев.

Континентальные отложения верхнего плиоцена Туркмении

Континентальные отложения, залегающие выше морского акчагыла и апшерона, широко развиты в западном Копет-Даге. На большей части его площади, кроме западных предгорий, где морские апшеронские по-

роды отсутствуют, континентальные осадки, очевидно, отвечают по возрасту всему апшерону. Эти породы известны здесь под названием над-акчагыльских конгломератов.

В центральном Копет-Даге к верхнему плиоцену относится так называемая кешенымбаирская свита. В районе ст. Келята она подстилается акчагыльскими отложениями, в районе Гяурской антиклинали и в восточном Копет-Даге трансгрессивно ложится на смятые в складки слои карагауданской и казганчайской свит. По-видимому, эта свита отлагалась не только в течение апшерона, но и в нижнечетвертичное время.

Кешенымбаирская свита делится на две части. В нижней преобладают галечники, которые выше сменяются глинистыми песчаниками, песчанистыми глинами и плотными суглинками. По мере отдаления от гор обломочные зерна очень быстро уменьшаются в размерах.

Судя по данным бурения в районе Ашхабада, мощность кешенымбаирской свиты превышает 600 м.

Континентальные плиоценовые отложения на зарубежной площади

Плиоценовые отложения зарубежной части территории (за исключением южного побережья Каспия) представлены континентальными породами, среди которых наибольшим распространением пользуются пролювиальные валунно-галечные накопления конусов выноса и лёссовидные суглинки водораздельных плато. Изучены эти породы настолько плохо, что дать их стратиграфическое расчленение невозможно.

Следует отметить, что (предположительно) к плиоцену может быть отнесена свита красновато-коричневых глин и глинистых песчаников с подчиненными слоями конгломератов мощностью до 100 м, развитая в межгорных депрессиях в районе Буджнурда — Кучана, трансгрессивно лежащая на все подстилающие отложения.

Четвертичная система

Четвертичные отложения широко распространены в пределах рассматриваемой территории, особенно на равнинах; в горных районах они развиты преимущественно по долинам рек. По своему происхождению четвертичные отложения подразделяются на морские и континентальные. Стратиграфия морских отложений западной Туркмении разработана достаточно хорошо, главным образом П. В. Федоровым (1946², 1952) и Л. А. Невеской (1956), континентальные же четвертичные породы Туркмено-Хорасанских гор и прилежащих к ним депрессий изучены еще очень слабо. Сопоставлять их с морскими отложениями удастся лишь в некоторых случаях¹.

Морские четвертичные отложения развиты в западной части территории — в Закаспийской низменности, обнажаясь в куполовидных структурах ее северных районов, а также по окраине горных сооружений, обрамляющих низменность. П. В. Федоров выделяет здесь бакинский, хазарский, хвалынский ярусы и современные отложения.

В противоположность П. В. Федорову, Л. А. Невеская считает, что отсутствие принципиальных изменений в фауне моллюсков в течение

¹ Поскольку стратиграфическое расчленение континентальных четвертичных отложений невозможно без соответствующего изучения форм рельефа, в настоящей главе мы кратко рассмотрим только стратиграфию морских или тесно связанных с ними аллювиально-дельтовых четвертичных отложений, а континентальные отложения разберем попутно при описании возраста рельефа и истории четвертичного периода.

четвертичного времени (родовой состав остался тем же самым) позволяет определить лишь один каспийский ярус, а бакинские, хазарские и хвалынские слои считать горизонтами.

Бакинские отложения

Отложения бакинского возраста участвуют в строении куполовидных структур Прибалханского района Закаспийской низменности, где они залегают с резким угловым несогласием на размытой поверхности апшеронских пород. На Боя-Даге в основании разреза прослеживается горизонт плотных песчаников с линзами конгломератов. Выше лежат рыхлые мелкозернистые серовато-желтые слюдистые пески, а еще выше — чередующиеся красноватые и серовато-зеленые глины с прослоями тонкозернистых слюдистых песков. На Кобеке бакинские слои представлены серыми глинами с маломощными прослоями тонкозернистых, местами слюдистых песков. На Кум-Даге преобладают глины. Мощность бакинских отложений в этом районе колеблется от нескольких десятков до первых сотен метров (в районе Монжуклы мощность бакинских слоев превышает 150 м).

На юго-западном окончании Малого Балхана морские бакинские осадки слагают абразионную террасу хвалынского бассейна. Разрез начинается здесь 2—3-метровым пластом конгломерата, лежащим с угловым несогласием на размытой поверхности нижнемеловых известняков. Выше залегают кварцевые песчаники видимой мощностью 7—8 м.

Из встреченной в описанных породах фауны наиболее характерна *Didacna parvula* Nal., что позволяет датировать эти отложения как нижнебакинские.

Верхнебакинские отложения почти полностью уничтожены последующей эрозией; они сохранились лишь в виде небольших останцов на структурах Кум-Даг, Кобек и др., где несогласно перекрывают нижнебакинские породы, будучи выражены массивными желтовато-серыми слюдистыми песчаниками. На Кум-Даге в их основании залегает слой крупногалечного конгломерата с *Didacna rudis* Nal. *D. carditoides* Andr. Видимая мощность их равна 25—30 м.

Хазарские отложения

Хазарские слои распространены менее широко, чем бакинские. В пределах Закаспийской низменности морские и прибрежные отложения самых низов хазарского «яруса» выделены П. В. Федоровым под названием урунджикского горизонта. Слагающие его слюдистые пески и рыхлые ракушечники с галечником в основании обнажаются на Худайдагском и Кумдагском участках. Для него характерны *Didacna crassa* Eichw., *D. eulachia* Vog. В восточном направлении урунджикский горизонт постепенно выклинивается, к западу же мощность его возрастает, достигая в районе Урунджикской складки 3—3,5 м. Бакинские породы ракушечник покрывает несогласно, залегая почти горизонтально. Выше по разрезу прибрежно-морские отложения постепенно сменяются полупресноводными аллювиально-дельтовыми. При этом наблюдается уменьшение как размеров раковин встреченных здесь кардид, так и общего их количества, вплоть до полного исчезновения. Появляются *Dreissensia*. Полупресноводные осадки, в свою очередь, сменяются пресноводными с *Unio*. Верхи разреза представлены уже чисто наземными отложениями, в которых встречаются кости крупных млекопитающих, в том числе *Elephas wüsti* M. Pavl.

На Челекене Л. А. Невеская (1956) выделяет слои собственно хазарского горизонта (лежащие выше урунджикского горизонта). Для них характерны *Didacna adacnoides* Nev., *D. plana* Nev., а также общие с другими районами *D. pravoslavlevi* Fed. и др.

Аллювиально-дельтовые отложения каракумской свиты

Широкие пространства низменных Кара-Кумов заняты аллювиально-дельтовыми осадками Пра-Аму-Дарьи, протекавшей здесь в первой половине четвертичного времени, до начала хвалынской трансгрессии. Этими осадками образована свита, называемая каракумской. В северо-восточной части Закаспийской низменности, в районе Кум-Дага и Боя-Дага, П. В. Федоров наблюдал переход аллювиально-дельтовых отложений каракумской свиты в морские прибрежные породы урунджикского горизонта. Это послужило основанием для определения возраста каракумской свиты как хазарского или бакинско-хазарского.

Каракумская свита сложена серыми кварцево-слюдистыми песками с мелковолнистой и косой слоистостью. Пески переслаиваются с палевыми песчанистыми глинами с частыми тончайшими пропластками серых кварцево-слюдистых песков. В свите отчетливо выделяются две пачки: нижняя, сложенная песчано-глинистыми породами с преобладанием глин, и верхняя, выполненная песками с подчиненными прослоями глин. Мощность каракумской свиты, вскрытой долиной Узбоя, достигает 15 м. В скважинах, пробуренных в Данатинском и Балханском коридорах и в низменных Кара-Кумах, мощность колеблется от 50 до 100 м, причем увеличение мощности наблюдается в восточном направлении.

В восточной части низменных Кара-Кумов в осадки каракумской свиты Пра-Аму-Дарьи вклинивается обширная дельта древнего Теджена. В работе М. К. Граве (1954) отмечено резкое отличие минералогического состава каракумской свиты от отложений древней дельты Теджена. Это различие указывает на то, что породы образовывались за счет материала, поступающего из разных мест. Для нижней части разреза Тедженской дельты характерно преобладание пылеватых мелкозернистых песков светло-серого и желтоватого цвета, верхняя же часть сложена светло-коричневыми тяжелыми глинами.

Хвалынские отложения

Хвалынская трансгрессия проникла через Балханский и Данатинский коридоры на восток до района Кизыл-Арвата. Береговые линии этого бассейна отмечены полуразмытыми береговыми валами и аккумулятивно-абразионными террасами, расположенными на различных уровнях (46, 34, 44, 14, 9 м), каждый из которых отвечает наиболее длительной задержке регрессировавшего хвалынского моря¹. Береговые валы хвалынского времени в пределах Туркмении нигде не установлены выше 46—48 м абс. высоты². У подножий горных возвышенностей береговые валы расположены на поверхности щебнистых конусов выноса и сложены мелким, хорошо окатанным галечником, образовавшимся в результате

¹ П. В. Федоров выделяет в западной Туркмении две трансгрессии: ранне- и позднехвалынскую. А. А. Ямнов и В. Н. Кунин (1953) и А. И. Баранова (1956_{1,2}) считают, однако, что для этого нет достаточных оснований. В западной Туркмении наблюдается лишь несколько стадий отступления одной трансгрессии.

² Исключение составляет недавно установленная А. А. Али-Заде (1954₁) в одном пункте на Боя-Даге хвалынская терраса на абс. высоте 82 м. А. А. Али-Заде справедливо объясняет это локальными тектоническими послехвалынскими поднятиями данного участка.

переотложения местного материала. Местами в террасовых накоплениях встречаются крупнозернистые пески с гравием, содержащие морскую фауну, а именно: *Corbicula fluminalis* Müll., *Didacna praetrigonoides* Nal. et Anis., *Dreissensia polymorpha* Pall. Хвалыньские отложения, удаленные от береговой линии, выражены песками с маломощными глинистыми прослоями. Мощность их обычно не превышает 10—15 м.

Осадки последних стадий отступления хвалынского моря распространены менее широко и ограничены горизонтально — 1 (—2) м абс. высоты. На этом уровне четко прослеживается древняя береговая линия, ниже которой намечаются еще два уступа на высотах —10 и —12 м. Позднехвалыньские отложения выражены песками мощностью в несколько метров, в отдельных случаях до —20 м, с *Didacna praetrigonoides* Nal. et Anis.

Современные отложения

Вдоль побережья Каспийского моря тянется полоса шириной иногда в несколько десятков километров, на поверхности которой развиты современные морские отложения — слон с *Cardium edule* L., представленные песками, глинами и ракушечниками.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОДАХ

В заключение обзора приведем краткие сведения об изверженных породах.

В пределах рассматриваемой территории изверженные породы распространены очень неравномерно. Они известны в виде небольших выходов на северо-западе — на Туар-Кыре и Красноводском полуострове — и развиты несколько шире в южных цепях Туркмено-Хорасанских гор.

На Туар-Кыре изверженные породы занимают весьма ограниченную площадь, обнажаясь в виде небольших выходов в ядерной (палеозойской) части Туаркырской антиклинали. Согласно новейшим исследованиям В. С. Курбатова, здесь выделяют три комплекса изверженных пород разного возраста: 1) порфириды среднепалеозойского возраста (галька этих пород обнаружена в пермских конгломератах); 2) эффузивные породы (вулканические туфы), образовавшиеся в период отложения пермской толщи; 3) пластовую интрузию габбро, имеющую активный контакт как с аманбуланской свитой, так и с нижнеюрскими отложениями.

На Красноводском полуострове изверженные породы выходят в районе мысов Шах-Адам и Уфра — в осевой части антиклинали Куба-Даг, отделяясь от северного ее крыла, сложенного породами верхней юры и мела, продольным разрывом, что не позволяет уверенно судить о возрасте изверженных пород.

Для изверженных пород Красноводского полуострова Е. А. Худобина (1956) устанавливает такую возрастную последовательность их образования: наиболее древними оказываются катаклазированные гранодиориты, обнажающиеся в виде небольших выходов среди более молодых пород; далее — гранодиориты и кварцево-пироксеновые диориты, отличающиеся от предыдущих присутствием пироксена; затем следуют биотитовые граниты, пользующиеся наиболее широким распространением (ксенолиты этих гранитов в изобилии встречаются среди порфиридов, с которыми они контактируют).

Эффузивные породы, по Е. А. Худобиной, представляют широко распространенную группу изверженных пород полуострова. Наблюдаются большое разнообразие этих пород, быстрая смена их на небольшом расстоянии и трудноуловимый переход одной разновидности в другую. При

микроскопических исследованиях выделены следующие разности: кварц-плагиоклазовые порфиры, несколько разновидностей порфиров, туфы и туфобрекчии. Кроме того, Е. А. Худобина выделяет молодую интрузию более основного (диоритового) состава, прорывающую эффузивную толщу. Наконец, следует серия жильных пород различного состава — от гранитного ряда до диабазовых порфиров.

Наличие многочисленных галек изверженных пород в отложениях средней и верхней юры свидетельствует о досреднеюрском возрасте магматических пород окрестностей Красноводска. Однако не исключено, что самые молодые члены этого ряда образовались позже нижнеюрского времени.

Отдельные изолированные выходы изверженных пород обнаружены в ряде мест на Большом Балхане. В районе колодца Карайман, по наблюдениям К. В. Тиунова, имеются два бесспорных коренных выхода изверженных пород. Размеры одного из них составляют 1300×350 м. Основная часть массива сложена крупнозернистым, на отдельных участках порфировидным гранитом, местами переходящим в биотитовый порфировидный гранодиорит. То, что продукты размыва изверженных пород развиты по всему разрезу нижней и средней юры, начиная с ааленского яруса, и по составу близки коренным выходам, согласуется с точкой зрения Н. П. Луппова о их доюрском возрасте. Однако наличие коренных выходов, окруженных среднеюрскими отложениями, позволяет допускать и послебайосский возраст интрузивов. К. К. Машрыков (1952, 1956) в ряде статей приводит описание отдельных небольших выходов изверженных пород, которые он относит к типу трещинных интрузивов. Этот автор высказывается в пользу юрского возраста изверженных пород Большого Балхана.

В Туркмено-Хорасанских горах изверженные породы распространены очень неравномерно. Отсутствуя в пределах Копетдагского мегантиклинория, они очень широко развиты в Эльбурсском и Аладаг-Биналудском мегантиклинориях и к югу от них. В области южной цепи Туркмено-Хорасанских гор и на северной окраине Дешт-и-Кевира залегают изверженные породы как кислого, так и основного состава; особенно большим распространением пользуются третичные эффузивы, занимающие здесь огромные пространства.

Граниты известны главным образом в пределах Эльбурс-Аладагской дуги и в меньшей степени — к югу от нее. Они обнаружены А. Шталем в массиве Эльбурса на р. Аламут-Руд. По данным Ф. Клаппа, в центральном Эльбурсе граниты слагают отдельные массивы. Небольшие их интрузии в известняках, — вероятно, юрского возраста, — обнаружены в хр. Анти-Эльбурс юго-восточнее Тегерана (Rivière, 1937). К северо-западу от Тегерана, на р. Кеджи, в районе Бинеха, отмечены сиениты. А. Шталь показывает (на составленной им карте) полосу гранитов, протягивающуюся вдоль северного склона восточного Эльбурса, к югу от Горгана. Он отмечает, что у местечка Ашреф, у подножья гор граниты перекрыты известняками верхней юры, а местами и палеозойскими породами. Небольшие участки, сложенные гранитами, описаны Ривсом в двух районах юго-восточнее Шахруда (Clapp, 1940).

Значительно шире развиты гранитные интрузии в восточном Хорасане. Осевая часть хр. Биналуд и горные массивы к югу от него в значительной степени выполнены этими породами. На составленной А. Ф. Соседко (1939) геологической карте северо-восточного Хорасана граниты и другие изверженные породы показаны в виде отдельных, причем иногда довольно крупных массивов в пределах хр. Биналуд и к югу от него. На карте Ф. Клаппа граниты Биналуда помечены в очень широкой полосе, занимающей всю площадь хребта — от Мешхеда почти вплоть до

афганской границы, что, конечно, преувеличено, как это следует из работы Э. Боннара (Bonnard, 1944), закартировавшего участок хр. Биналуд к югу от Мешхеда. Подчеркивая, что гранитами он интересовался только попутно, Боннар отметил неоднородность гранитного массива, пронизанного целой системой пегматитовых жил различного простирания. Вдоль контактов гранитов с вмещающими их сланцами и известняками наблюдается 200—300-метровая зона интенсивного контактового метаморфизма. Устанавливается по пяти-шести последовательных зон различной степени метаморфизации, вплоть до образования гнейсов и амфиболитов. Нижнюю возрастную границу мешхедских гранитов Боннар определил как послесреднеюрскую на том основании, что граниты метаморфизуют песчаники, которые он склонен отнести к догеру. Поскольку не исключено, что эти песчаники частично принадлежат неокому, указанную нижнюю границу можно предположительно проводить намного выше. В этой связи заметим, что Гризбах (Grisbach, 1887) считал мешхедские граниты возникшими после отложения свиты «красных песчаников» Ирана (неокомских.— *И. Р.*). Верхняя граница определяется уверенно: апт-альбские отложения трансгрессивно ложатся на эродированную поверхность гранитов, что подтверждает их доаптский возраст¹.

Граниты известны и к югу от Туркмено-Хорасанских гор. Так, А. Ф. Соседко (1932) обнаружил их в хр. Ягтан. Здесь же отмечены и изверженные породы основного состава: уралитовое и оливиновое габбро и большое количество эффузивных пород. Породами типа габбро в значительной мере сложен хр. Кара-Кух, находящийся южнее Ягтана.

Эффузивные и жильные породы известны главным образом к югу от Туркмено-Хорасанских гор, а также на южных склонах Эльбурса и Биналуда. В значительной части эти породы имеют эоценовый возраст². Различные типы вулканических пород играют важную роль в составе «зеленых слоев» эоцена Эльбурса. Клапп на своей карте специально выделяет комплекс образования эоценового возраста, в котором главное значение придано вулканическим породам,— ими сложены обширные пространства на северной окраине пустыни Дешт-и-Кевир.

Изверженные породы эоценового возраста известны и в пределах Советского Союза. На самом востоке Туркмено-Хорасанских гор, в Бадхизе и Карабиле, В. Н. Огнев (1932) обнаружил в эоценовых отложениях несколько прослоев пироксеновых андезитов и базальтов мощностью 40—50 м. Эти породы развиты в эоценовых отложениях и к югу от государственной границы СССР с Афганистаном (Петрушевский, 1940).

На северном Эльбурсе по р. Пуле-Руд и др., большей частью уже за пределами рассматриваемой нами территории, встречены туфогенные породы, распространяющиеся отсюда на северо-запад, в пределы Азербайджанской ССР, где они слагают предгорья Талышского хребта. В верхней части эта толща представлена главным образом туфогенными песчаниками, туффитами и агломератовыми туфами, состоящими из обломков трахитов, порфиритов и мелафиров, нередко сильно измененных. Среди песчаников залегают прослои туфогенных сланцев. В нижней части толщи преобладают известняки с прослоями туфогенных песчаников. Возраст описываемых отложений определяется путем их сопоставления

¹ Шредер в одной из своих работ (Schroeder, 1945) ставит под сомнение мезозойский возраст гранитов Биналуда, не приводя конкретных доказательств в пользу своей точки зрения. В последней работе по геологии Афганистана Попол и Тромп (Popol a. Tromp, 1954) относят интрузии гранитов и гранодиоритов к нижней юре.

² В южном Иране известны вулканические породы и верхнемелового возраста (Clapp, 1940).

ставления с аналогичными породами Талышского хребта, датируемыми эоценом.

Широкое развитие в Туркмено-Хорасанских горах имел плиоценовый и четвертичный вулканизм. Вулкан Демавенд и ряд вулканов, находящихся западнее, за пределами рассматриваемой территории, окружены громадным кольцом лав, состоящих из трахитов, пироксеновых андезитов и их туфов. Нередко встречаются и базальтовые лавы.

В ачкагыльских и апшеронских отложениях Закаспийской впадины, как известно, прослой вулканических пеплов довольно многочисленны.

ГЛАВА 4

СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА

В рамках рассматриваемой территории могут быть выделены следующие крупные структурные единицы: Туркмено-Хорасанская складчатая система, Предкопетдагский предгорный прогиб, Закаспийская впадина, Большебалхано-Кубадагский антиклинорий и платформенные структуры Заузбойского дислоцированного района. Складчатые структуры северной части пустынь Дешт-и-Кевир и Дешт-и-Люфт, входящие в состав Иранского «срединного массива», описаны очень кратко вместе с Туркмено-Хорасанской системой.

ТУРКМЕНО-ХОРАСАНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

В пределах Туркмено-Хорасанской складчатой системы выделяются следующие крупные сооружения (рис. 2). В южной ее части расположен Аладаг-Биналудский мегантиклинорий, к которому с севера прилегает Кучано-Мешхедский прогиб, отделяющий его от более северного Копетдагского мегантиклинория. Эльбурсский мегантиклинорий представляет самостоятельное крупное сооружение, не входящее в состав Туркмено-Хорасанской системы. Однако переход от восточного окончания Эльбурса к кулисообразно замещающим его структурам Аладаг-Биналудского мегантиклинория совершается постепенно, что при слабой изученности этого района не позволяет четко наметить границу между двумя этими сооружениями. Как уже отмечалось выше, для общей полноты картины в настоящей работе кратко рассматривается и восточная часть Эльбурсского мегантиклинория (до меридиана Тегерана).

Строение названных крупных структурных единиц описывается с различной степенью подробности, наиболее детально — в отношении Копетдагского мегантиклинория.

Эльбурсский мегантиклинорий

Складки Эльбурсского мегантиклинория образуют гигантскую дугу, выпуклую к югу. Наиболее сложно построена центральная его часть — между меридианами Тегерана и Дамгана. Эта осевая зона, протяженностью 250 км, сложена породами юры, среди которых выступают массивы девонских и каменноугольных пород длиной 20—40 км и шириной от 5—10 до 20 км. Эти массивы с юга нередко бывают оборваны разрывами и надвинуты на слои юры, мела и эоцена. Некоторые исследовате-

ли, в том числе А. М. Овчинников (1930), по-видимому, сильно преувеличивали значение надвигов, рисуя здесь чешуи крупных покровов. Палеозойские, юрские и меловые отложения трансгрессивно перекрываются эоценовыми известняками, выполняющими синклинали.

Севернее Тегерана Эльбурс состоит из двух антиклинорий. Северный антиклинорий хребта Малекчашме в западной части сложен породами палеозоя — верхнего девона и карбона, которые восточнее резко погружаются, уступая место юрским отложениям; еще восточнее выступает другой палеозойский массив, но несколько меньших размеров. К югу от этой антиклинальной зоны расположен обширный синклинорий, выполненный породами эоцена. В центральной части синклинория возвышается антиклинальная складка, сложенная породами юры. Южнее расположен Демавендский антиклинорий, состоящий из целого ряда крупных брахиантиклинальных складок, расположенных кулисообразно. Складки эти сложены породами нижней и верхней юры; в их ядрах нередко выступает палеозой. Разделяющие их синклинали, как правило, сложены олигоценowymi отложениями. В центре данной зоны находится огромный, диаметром более 20 км, конус вулкана Демавенд, выполненный преимущественно андезитовыми лавами.

Из составленной А. Ривьером (Rivière, 1934) геологической карты центрального Эльбурса масштаба 1:300 000 хорошо видно, что эта центральная часть мегантиклинория не представляет единого крупного антиклинального сооружения, наподобие, например, Большого Кавказа, а образует сложную систему отдельных неправильных антиклинальных структур, разделенных синклиналями различной формы. Центральный Эльбурс имеет ярко выраженное мозаичное строение.

К северу и северо-востоку от Северо-Эльбурсского антиклинория (хр. Малекчашме) расположен своеобразный синклинорий, ограниченный с северо-востока, востока и юга юрскими и более древними отложениями. Синклинорий выполнен осадками верхнего мела, миоцена и плиоцена. В восточной его части и по южному обрамлению верхнемеловые и неогеновые слои образуют несколько складок, погружающихся под четвертичные отложения в западном и запад-северо-западном направлениях. К северу от антиклиналей Малекчашме, Педиар и др. находится низменность южного Прикаспия, принадлежащая Северо-Эльбурсскому передовому прогибу.

К югу от центрального Эльбурса, на широте Тегерана, развита система антиклиналей, сложенных главным образом мощными сериями пород эоцена и олигоцена, а в осевой части — также отложениями верхней юры и мела. Эти антиклинали, кулисообразно подставляя друг друга, образуют зону южного Эльбурса, или, как ее иногда называют, Анти-Эльбурса, протягивающуюся на восток и заканчивающуюся у Дамгана.

Восточный Эльбурс, расположенный к востоку от Дамгана, построен проще. Здесь имеется только один крупный антиклинорий, кулисообразно замещающий антиклинории центрального Эльбурса. Сложен он породами юры, среди которых массивами выступают палеозойские породы. Последние образуют северо-западное крыло антиклинория, обращенное в сторону Закаспийской низменности. На этом крыле в восточном направлении постепенно исчезают юрские отложения, так что каменноугольные известняки контактируют (возможно, по разрыву) непосредственно с четвертичными отложениями. Ф. Клапп проводит на своей геологической карте крупный разрез вдоль всего северо-западного склона восточного окончания Эльбурса. По данным Г. В. Шведова, в восточном Эльбурсе имеются и поперечные разломы, по которым северный его склон на участке между Бендер-Шахом и Ала-Абадом разбит на ряд блоков.

На юго-восточном крыле антиклинория породы эоцена и миоцена тоже образуют систему складок, но более узкую и менее четко выраженную, чем в Анти-Эльбурсе.

К северо-востоку Эльбурс постепенно понижается, расчленяясь на отдельные ветви. Насколько можно судить по немногочисленным литературным данным, восточное окончание хребта в значительной степени сложено палеозоем, обнажающимся в ядрах антиклиналей, крылья которых образованы слоями верхней юры и мела.

Аладаг-Биналудский мегантиклинорий

Аладаг-Биналудский мегантиклинорий по размерам не уступает Эльбурсскому. На западе в него входит ряд хребтов южной дуги Туркмено-Хорасанских гор, наиболее крупным из которых является хр. Ала-Даг. Восточная часть мегантиклинория расположена в пределах хр. Биналуд (Кух-и-Мираб). Два эти крупных горных сооружения на меридиане Нового Кучана разделены поперечным понижением.

В аладагской части рассматриваемого сооружения (изученного еще очень мало) можно выделить три крупных антиклинория.

Самый северный из них протягивается от верховьев р. Горган до г. Буджнурд, где наблюдается его периклинальное замыкание. В отличие от более южных структур Ала-Дага, эта цепь, которую мы назовем Мульгазарским антиклинорием, вытянута почти прямолинейно и имеет широтное простирание. Она состоит из крупных антиклинальных хребтов: Бейли, Мульгазар, Курхуд и Караул-Хане. Антиклинали Бейли и Мульгазар кратко описаны Л. С. Либровичем (1918—1921). Осевые их части сложены глинистыми сланцами, предположительно отнесенными к силуру, а также песчаниками и известняками девона; на крыльях обнажаются породы верхней юры, мела и эоцена. Л. С. Либрович выделяет здесь серию почти параллельных складок с простиранием, очень близким к широтному. Большей частью это веерообразные и лежащие складки, сильно осложненные разрывами. Следующей к востоку структурой является крупная антиклиналь хр. Курхуд. Заканчивается эта цепь антиклиналью хр. Караул-Хане, которая на востоке образует широкую, круто погружающуюся периклиналь. В отличие от западных антиклиналей Мульгазарского антиклинория, антиклинали Курхуд и Караул-Хане сложены породами верхней юры и нижнего мела (палеозой отсутствует) и имеют более простое строение.

К югу и юго-востоку от Мульгазарского антиклинория расположен собственно Аладагский антиклинорий, занимающий центральное положение в западной части Аладаг-Биналудского мегантиклинория. На западе он имеет юго-западное простирание, которое на меридиане $56^{\circ}45'$ сменяется широтным, а затем (постепенно) восток-юго-восточным. Аладагский антиклинорий построен, по-видимому, значительно сложнее, чем Мульгазарский, насколько об этом можно судить по кратким наблюдениям П. И. Калугина (1956). Северное крыло антиклинория в районе к югу от Буджнурда, сложенное известняками средней и верхней юры, поставлено на голову и местами запрокинуто; оно осложнено интенсивной складчатостью второго порядка и, возможно, надвинуто на север. В некоторых местах поставленные на голову пласты юрских известняков прорваны жилами базальта и пироксенового порфирита.

Аладагский антиклинорий протягивается далеко на юго-восток. Его продолжением к востоку от меридиана Нового Кучана служит Биналудский антиклинорий.

К югу от Ала-Дага расположен ряд складок. В число их входят хребты Газан и Салюк; мы объединяем их в Южно-Аладагский анти-

клиний. Изучен он так же мало, как и Аладагский. В отличие от более северных структур, здесь широко развиты палеозойские породы, как о том можно судить по большим пятнам каменноугольных отложений, показанным на геологической карте Ф. Клаппа.

К югу от Ала-Дага находится широкая (до 26 км) долина Исфаран, ограниченная с юга и юго-востока несколькими невысокими грядами, сложенными, по-видимому, породами верхнего мела и эоцена (Schenck, 1938). Судя по топографической карте, здесь имеются две или три складки, протягивающиеся на расстояние до 100 км.

Восточная часть Аладаг-Биналудского мегантиклинория выражена крупным Биналудским антиклинорием, к которому мы относим всю систему хребтов и гряд, располагающихся к югу от Кучан-Мешхедской долины и с юга ограниченную Нишапурской долиной. Биналудский антиклинорий изучен лучше Аладагского. Здесь работали А. Ф. Соседко (1931, 1932), Ф. Клапп (Clapp, 1940), Э. Боннар (Bonnard, 1944), В. П. Мирошниченко (1947). И все же сложная структура этого сооружения выяснена еще не окончательно.

Осевая часть Биналудского антиклинория сложена метаморфическими толщами нижнего палеозоя (возможно, и докембрия) и изверженными породами, среди которых значительное место занимают граниты. Широко развиты также сланцы нижней юры. На северном крыле обнажены породы средней и верхней юры и нижнего мела. На южном крыле кое-где встречаются эоценовые и миоценовые отложения. Э. Боннар (1944) выделяет здесь несколько типов складчатых структур разного возраста. Метаморфические сланцы, подразделенные им на три серии в различной степени метаморфизации, имеют северо-восточное простирание. Они интенсивно дислоцированы и представляют резкий контраст с лейасовыми отложениями, смятыми в значительно более простые и широкие складки, простирающиеся в северо-западном направлении, что соответствует простиранию всего Биналудского антиклинория в целом.

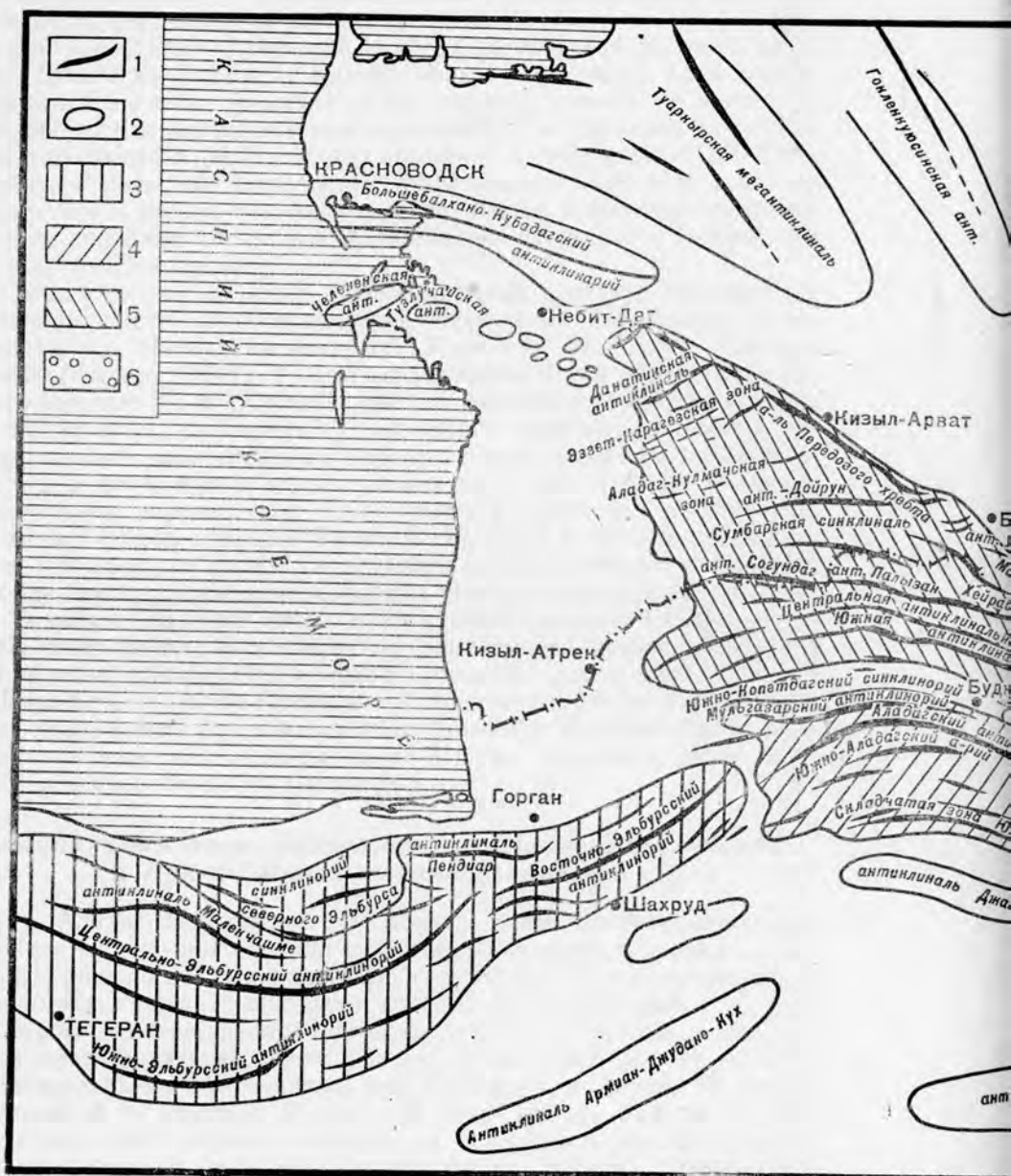
Заканчивая на этом описание тектонического устройства Эльбурс-Аладагской дуги, мы должны отметить, что имеющиеся, хотя и краткие (и порой отрывочные) данные свидетельствуют о большей сложности ее геологического строения по сравнению со строением расположенного севернее Копетдагского мегантиклинория.

Складчатая зона северной части пустыни Дешт-и-Кевир

Рассмотрим теперь кратко складчатые структуры, находящиеся к югу от Туркмено-Хорасанских гор. О строении этой области сведений еще очень мало. Среди обширных пустынных пространств северной окраины пустыни Дешт-и-Кевир возвышаются отдельные крупные антиклинали, имеющие в общем такое же простирание, как и Эльбурсский и Аладаг-Биналудский мегантиклинории.

К югу от восточного Эльбурса находится система антиклинальных складок, из которых наиболее крупная — антиклиналь хр. Армиан-Джудане-Кух. С. Абдальян (Abdalian, 1953) указывает, что здесь обнажаются отложения лейаса, мела и эоцена, смятые в складки, раздробленные и местами прорванные вулканическими породами. На схематическом геологическом профиле, составленном по линии СЗ—ЮВ, Абдальян рисует к ЮЮВ от Эльбурса серию складок в соленосно-гипсоносной толще миоцена.

Судя по геологической карте Ф. Клаппа, хр. Армиан-Джудане-Кух сложен породами лейаса, мела и эоцена, севернее же, между ним и



Вдоль северного борта кучано-мешхедской долины крупные разрывные нарушения не известны. Они развиты по ее южному ограничению вдоль северного склона Биналудского мегантиклинория к востоку от Мешхеда. Здесь, по наблюдениям А. Ф. Соседко, протягивается зона

Эльбурсом, располагаются отдельные антиклинальные структуры, образованные породами эоцена и миоцена.

К югу от Ала-Дага, отделенный от него Себзеварской долиной, находится хр. Джагатай. На карте Клаппа большая его часть, за исключением южных предгорий, показана белым пятном, южные же предгорья сложены третичным вулканическим комплексом, перекрытым континентальным плиоценом. К. И. Богданович отмечал в свое время (1890), что Джагатайская цепь гор образована известняками серого и розового цвета, смятыми в весьма сложные складки. Книзу известняки сменяются зелеными сланцами (по-видимому, несколько сходными с эоценовыми слоями южного Эльбурса).

Следующая группа крупных антиклинальных структур находится в юго-восточной части рассматриваемой территории. На севере здесь поднимается хр. Ягтан, южнее — хр. Кара-Кух. По А. Ф. Соседко (1932) и Э. Боннару (1944), в ядре антиклинали Ягтан обнажаются известняки, которые А. Ф. Соседко считал каменноугольными; позднее Боннар нашел в них девонскую фауну. Выше залегают триасовые доломитизированные известняки, на которые ложатся сланцы рэт-лейаса, затем красные песчаники и, наконец, известняки апта и альба. Отмечая, что изверженные породы в хр. Ягтан развиты шире, чем в Биналуде, А. Ф. Соседко считал строение Ягтана и гор Кара-Кух очень сложным. Он писал, что здесь все смято, раздроблено и уже настолько усложнено, что разобраться в строении этого района стоит многих усилий. По данным Э. Боннара, строение этого хребта более просто. Профиль, построенный через хребет, показывает, что вся серия от девона до миоцена смята в складки однообразного северо-западного простирания.

Хр. Кара-Кух, по А. Ф. Соседко, в основном сложен породами типа габбро и эффузивами, среди которых встречаются крупные глыбы кристаллического известняка. Изверженные породы прорывают свиту известняков и сланцев, сильно их метаморфизируя.

Синклинальная зона, разделяющая Аладаг-Биналудский и Копетдагский мегантиклинории

Между Аладаг-Биналудским и Копетдагским мегантиклинориями расположена сложно построенная синклинальная зона, в пределы которой входят различные синклинальные структуры. Значительную часть зоны занимает Кучано-Мешхедская долина, протягивающаяся на расстояние 275 км с северо-азапада на юго-восток — от Ширвана до сел. Ак-Дебент и представляющая почти ровную межгорную долину, покрытую аллювиальными отложениями рек Кешефруд и Атрек. Мощность этих отложений не известна. В северной части долины она, по-видимому, невелика, — здесь нередко выходят на поверхность юрские породы. В центральной части мощность четвертичного покрова значительна. В. П. Мирошник (1947) указывает, что видимая мощность аллювиальных накоплений р. Кешефруд составляет не менее 150—200 м.

Кучано-Мешхедская долина расположена на стыке двух различных тектонических зон, отличающихся строением и историей развития, в соответствии с чем различно построено и основание долины: на севере оно сложено породами верхней юры, широко развитыми в южных хребтах Копетдагского мегантиклинория, а в южной части долины появляются выходы гранитов, развитых в хр. Биналуд.

Вдоль северного борта Кучано-Мешхедской долины крупные разрывные нарушения не известны. Они развиты по ее южному ограничению вдоль северного склона Биналудского мегантиклинория к востоку от Мешхеда. Здесь, по наблюдениям А. Ф. Соседко, протягивается зона

крупных разломов, отделяющая Биналуд от Копет-Дага и уходящая на восток — к афганской границе.

По структурному положению и истории развития Кучано-Мешхедская долина должна быть отнесена к числу молодых наложенных впадин (или прогибов), развившихся в результате опускания прилежащих к ней участков Аладаг-Биналудского и Копетдагского мегантиклинорий.

В 50 км к востоку от Мешхеда Кучано-Мешхедский прогиб заканчивается. Далее в направлении ВЮВ, между хребтами Биналуд и Муздеран, который входит в систему Копет-Дага, протягивается полоса мелкогогорья, сложенная главным образом породами нижней юры. Этот участок почти не изучен. Еще юго-восточнее, между периклинальным погружением Муздеранского хребта и находящимся южнее Биналудским мегантиклинорием, расположена крупная Салехабадская синклиналь, расположенная на продолжении Кучано-Мешхедского прогиба и отделенная от него перемычкой, в которой обнажаются лейасовые породы. Эта синклиналь, замыкающаяся на ЗСЗ, открыта к востоку и юго-востоку. Сложена она породами верхнего мела. Возможно, что Салехабадская синклиналь является частью более крупной тектонической зоны, продолжающейся в пределы Афганистана вдоль северного крыла Парапамизского мегантиклинория.

Иначе построена синклинальная зона к западу от Кучано-Мешхедского прогиба. Западнее Ширвана, в Буджнурдской котловине, и западнее, между р. Атрек и хр. Мульгазар, расположено до десяти крупных складок, которые следует считать переходными между Аладаг-Биналудским и Копетдагским мегантиклинориями (Калугин, 1956). Складки состоят большей частью из известняков неокома. Построены они сложнее, чем крупные пологие структуры западной части Копетдагского мегантиклинория; южные их крылья нередко поставлены на голову.

Копетдагский мегантиклинорий

Копетдагский мегантиклинорий (см. профили на рис. 3) протягивается на расстояние свыше 600 км и в западной части достигает в ширину более 150 км. В его пределах выделяются следующие три крупные структурные единицы: 1) Южно-Копетдагский антиклинорий¹ — наиболее высокая часть Копет-Дага, сложенная в восточной части породами юры, а в центральной и западной — породами нижнего мела; 2) зона северо-западного крыла мегантиклинория, представленная породами верхнего мела, палеогена и неогена; 3) зона северо-восточного крыла, образованная породами верхнего мела и палеогена.

Южно-Копетдагский антиклинорий

На большей части площади Южно-Копетдагского антиклинория прослеживается от трех до шести параллельных антиклинальных цепей, разделенных синклиналями. На востоке антиклинорий имеет выдержанное северо-западное простирание, которое на меридиане Ашхабада начинает сменяться широтным; на западном погружении антиклинория фиксируется и юго-западное простирание. В целом Южно-Копетдагский антиклинорий параллелен простиранию Аладаг-Биналудского мегантиклинория.

В восточной части антиклинорий построен сравнительно просто. Здесь на расстояние более 180 км протягивается крупная антиклиналь хр. Муздеран. Водораздел хребта не совпадает с геологической осью

¹ П. И. Калугин (1956) называет этот антиклинорий «главным антиклинорием Копет-Дага».

этой структуры. Осевая ее зона сложена смятой в складки песчано-сланцевой толщей рэт-лейаса, представляя в рельефе относительно пониженный участок, тогда как северное крыло занимает водораздельную часть хребта. Нижнеюрские породы осевой зоны контактируют по крупному разрыву с верхнеюрскими известняками северного крыла хребта (Мирошниченко, 1947). Разрыв этот прослеживается на расстояние свыше 100 км. На северном крыле обнажаются породы верхней юры и нижнего мела, падающие на ССВ под углом до 60° и более. Верхнемеловые и палеогеновые отложения залегают значительно положе. Южно-Копетдагский антиклинорий (хр. Муздеран) погружается к юго-востоку в районе, где сходятся границы СССР, Афганистана и Ирана. По Д. А. Туголесову, здесь наблюдается периклинальное замыкание этой крупной структуры, четко прослеживаемое и в Туркмении по породам нижнего и верхнего мела, принимающим в районе Бадхыза меридиональное простираение.

В пределах центральной части Южно-Копетдагского антиклинория (от меридиана 60° до меридиана $57^\circ 30'$) П. И. Калугин выделяет несколько антиклинальных цепей, разделенных синклиналями. Каждая цепь состоит из ряда крупных антиклинальных складок, обычно заканчивающихся периклинально. Нередко антиклинали кулисообразно подставляют одна другую. Сложены они известняками неокома (кое-где и верхней юры). В синклиналях обнажаются породы верхнего баррема, апта и альба, и только в синклинали хр. Сиз-Пянджа-Даг выходят отложения верхнего мела и палеогена. Большая часть складок имеет, по П. И. Калугину, веерообразную, пережатую или сундучную форму. В северных хребтах наблюдается их запрокидывание к северу от центральной антиклинали, к югу же от нее запрокидывание и надвигание происходят в южном направлении. Следует подчеркнуть, что явления запрокидывания и надвигания развиты слабо, лишь несколько усложняя коробчатое строение складок.

На востоке в состав северной антиклинальной цепи центральной части Копетдагского антиклинория входит крупная антиклиналь хр. Гулистан-Чайн, протягивающаяся на расстояние более 160 км. Это — коробчатая складка с крутыми крыльями (углы падения до 90°); северное крыло складки в отдельных пунктах надвинуто в северном направлении. Западное ее окончание представляет очень пологую брахи-антиклиналь с углами падения на крыльях и на периклинали $10-15^\circ$. На меридиане Ашхабада Гулистанчайнская структура погружается. Севернее ее кулисообразно замещает крупная Хейрабад-Гауданская асимметричная антиклиналь, прослеживающаяся вдоль государственной границы на расстояние около 150 км. Северное ее крыло пологое (углы падения $10-20^\circ$), но осложненное дополнительными продольными и поперечными изгибами (примером последних может служить «полу-складка» горы Душак) и системой крупных разрывов, диагональных к ее простираению. Эти разрывы подробно описаны П. И. Калугиным (1945), и мы на них не останавливаемся; заметим только, что, как и Л. Н. Леонтьеву (1953), нам не удалось наблюдать по ним крупных горизонтальных перемещений. Южное крыло Гулистанчайнской антиклинали крутое, в некоторых местах слои стоят на головах и даже запрокинуты.

К югу от приграничной цепи (Хейрабад-Гаудан) параллельно ей располагается Рабадская антиклинальная цепь, состоящая из ряда складок, северные крылья которых обычно круче южных¹.

Между Рабадской и приграничной цепью, с одной стороны, и центральной антиклинальной цепью Копет-Дага, с другой, находится зона

¹ Описание зарубежной части антиклинория дается по материалам П. И. Калугина (1956).

синклинальных складок, наиболее крупные из которых — Баджигеранская, Хальвачешиминская и Пишандинская.

Центральная антиклинальная цепь протягивается через весь Южно-Копетдагский антиклинорий, отвечая районам его максимального воздымания. В нее входят крупные антиклинали (с запада на восток): Геокчадагская, Ходжадагская, Зарнинская, сложный комплекс антиклинальных хребтов Ак-Камар, Сал-Баджи и Ала-Эспер. Первые три складки просты, хотя и довольно круты; они принадлежат сильно погруженной западной части антиклинория. Антиклинали Геокча-Даг и Ходжа-Даг имеют юго-западное простирание, тогда как остальные названные структуры ориентированы в юго-восточном направлении.

Южнее располагается центральная синклинальная зона, состоящая из ряда крупных синклиналей; к югу от нее находится южная антиклинальная цепь Южно-Копетдагского антиклинория. Еще южнее расположена группа так называемых приатрекских складок; к их числу принадлежит и Шихская синклиналь, которой в рельефе соответствует один из немногих в Копет-Даге синклинальных хребтов — Сиз-Пянджа-Даг. Северное крыло этой синклинали крутое (углы падения $70-80^\circ$), на южном крыле — падения от $20-30^\circ$ до $40-50^\circ$. К югу от приатрекских складок располагается система так называемых «переходных» складок, кратко охарактеризованных выше.

На западном окончании Южно-Копетдагского антиклинория, к западу от 57-го меридиана, характер складчатости существенно меняется. Сундучные и коробчатые складки с крутыми, почти вертикальными крыльями постепенно выполаживаются и переходят в очень простые складки с углами падения $10-20^\circ$, лишь в отдельных небольших участках увеличивающимися до $30-40^\circ$. Это происходит на фоне общего погружения антиклинория; известняки неокома, слагающие структуры центральной его части, сменяются здесь мергелями верхнего баррема, песчаниками апта и альба. Намечается также изменение основных северо-западных простираний на широтные, а западнее — и на юго-западные. Расстояние между антиклиналями увеличивается при том же примерно их количестве, что и в центральной части антиклинория, вследствие чего ширина его возрастает в полтора-два раза. В южные районы западного погружения Южно-Копетдагского антиклинория прослеживаются с востока все только что охарактеризованные антиклинальные цепи, разделенные синклиналями. Образующие их складки, как указано выше, становятся все более пологими. Как установлено геофизическими данными, Южно-Копетдагский антиклинорий не заканчивается с приближением к равнинам Закаспийской низменности, а продолжается в ее пределах в погруженном состоянии — под плиоценовыми и четвертичными отложениями, постепенно поворачивая к юго-западу вплоть до меридионального простирания. Севернее, в пределах советского западного Копет-Дага, а также к югу от государственной границы имеется несколько крупных очень пологих (обычные падения на крыльях $10-15^\circ$) антиклинальных складок: Дойрук и Согундаг-Палызан и разделяющие их Сумбарская и Чандырская синклинали. Антиклинали сложены породами апта и альба, синклинали — верхнемеловыми отложениями. Прямое их продолжение в более восточных районах не устанавливается.

Передовые антиклинали Южно-Копетдагского антиклинория

Прежде чем перейти к характеристике северо-западного и северо-восточного крыльев Копетдагского мегантиклинория, необходимо остановиться на строении того участка северной его окраины, в пределах

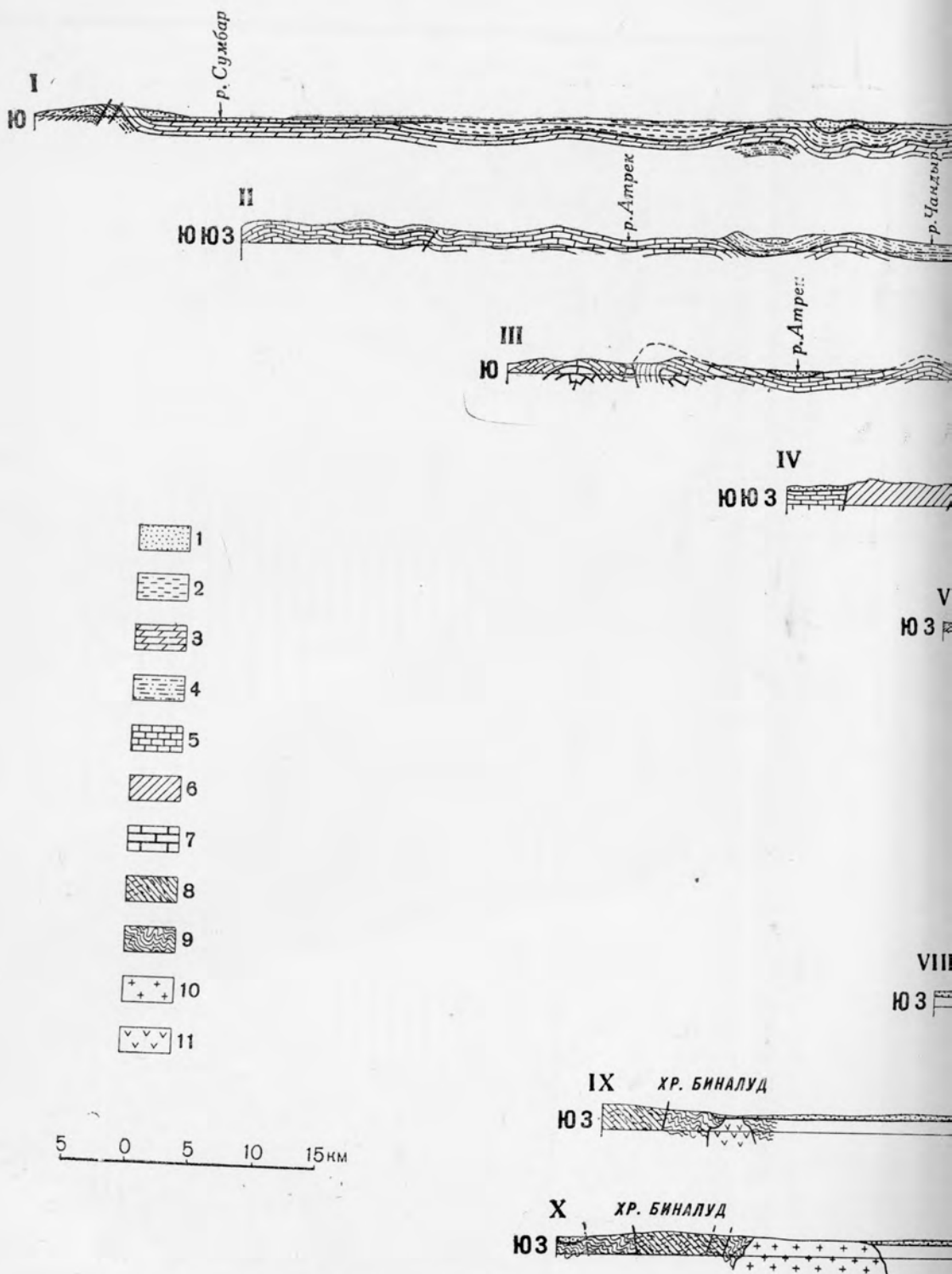
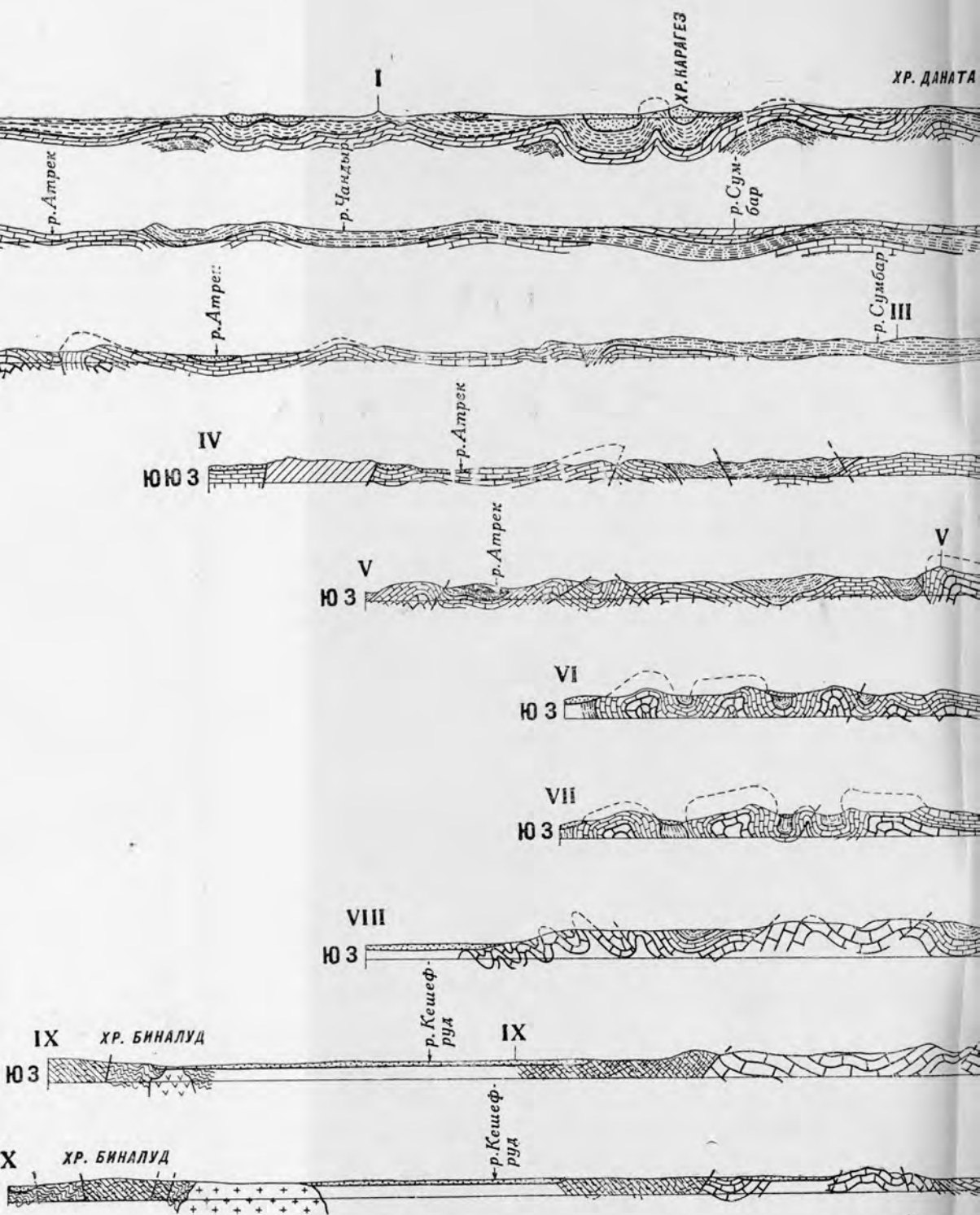
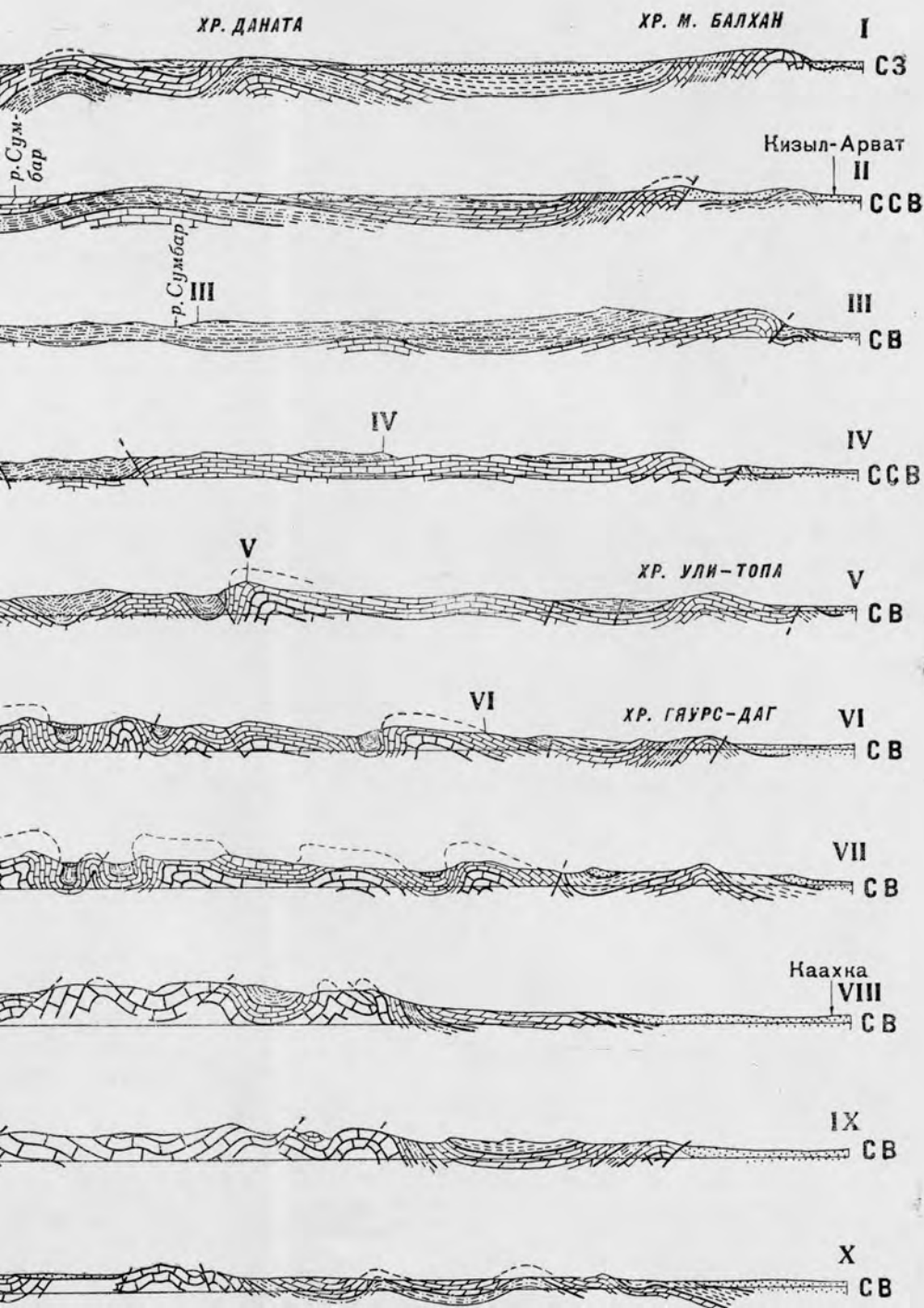


Рис. 3. Геологические профили Копетдагского мегантиклинория по П. И. И.

1 — неогеновые и четвертичные отложения; 2 — палеоген; 3 — вер-
7 — верхняя юра; 8 — нижняя и средняя юра



Копетдагского мегантиклинория по П. И. Калугину, В. П. Мирошниченко, М. П. Сукачевой, В. Н. Огневу и др.
 и четвертичные отложения; 2 — палеоген; 3 — верхний мел; 4 — апт-альб; 5 — неом; 6 — нерасчлененные верхнеюрские и неом;
 7 — верхняя юра; 8 — нижняя и средняя юра; 9 — палеозой; 10 — гранит-порфиры; 11 — пироксениты, перидотиты



Сукачевой, В. Н. Огневу и др. (Линии профилей— на рис. 65.)

ерасчлененные верхнеюрские и неокомские отложения;
— пироксениты, перидотиты

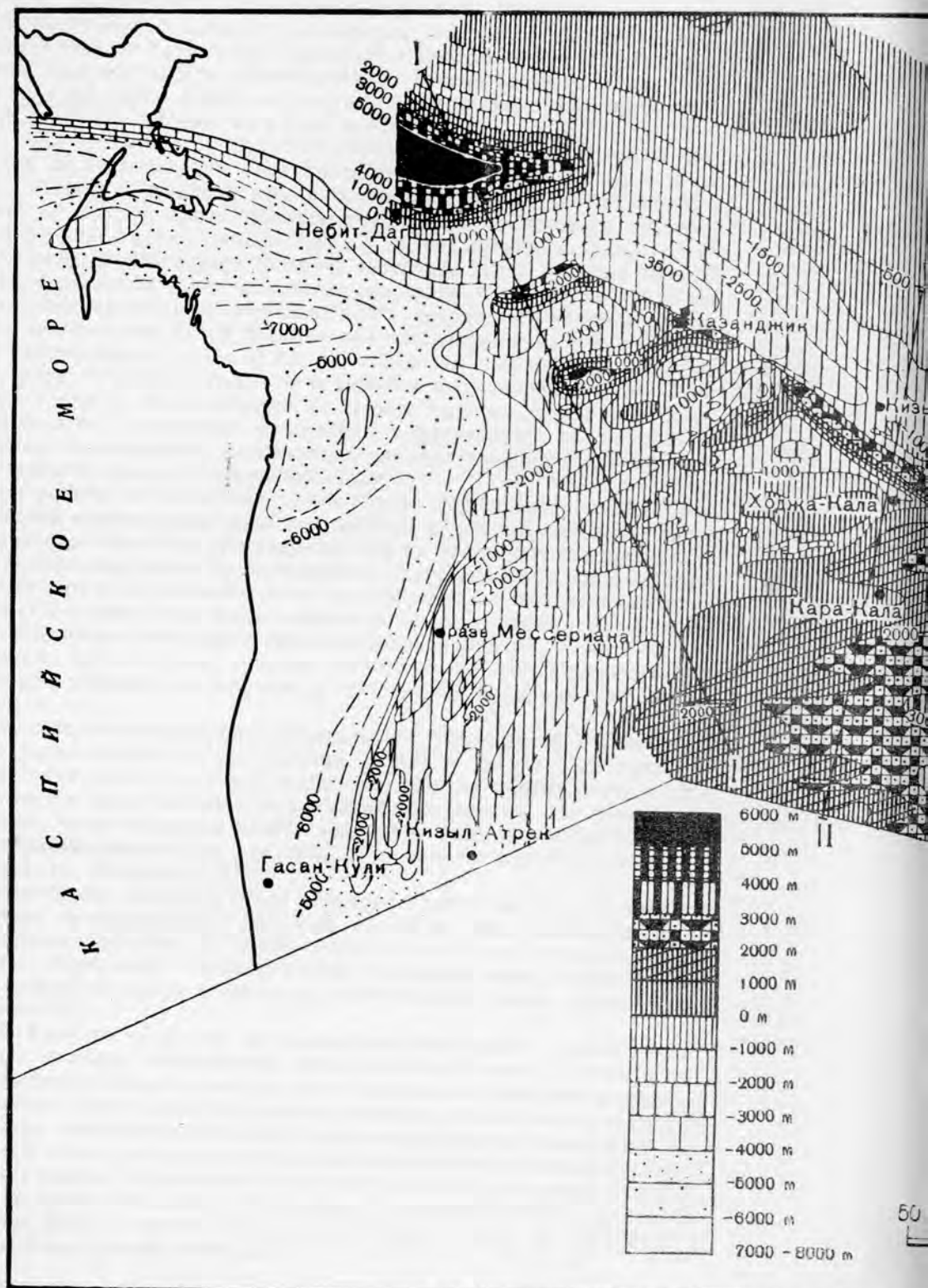
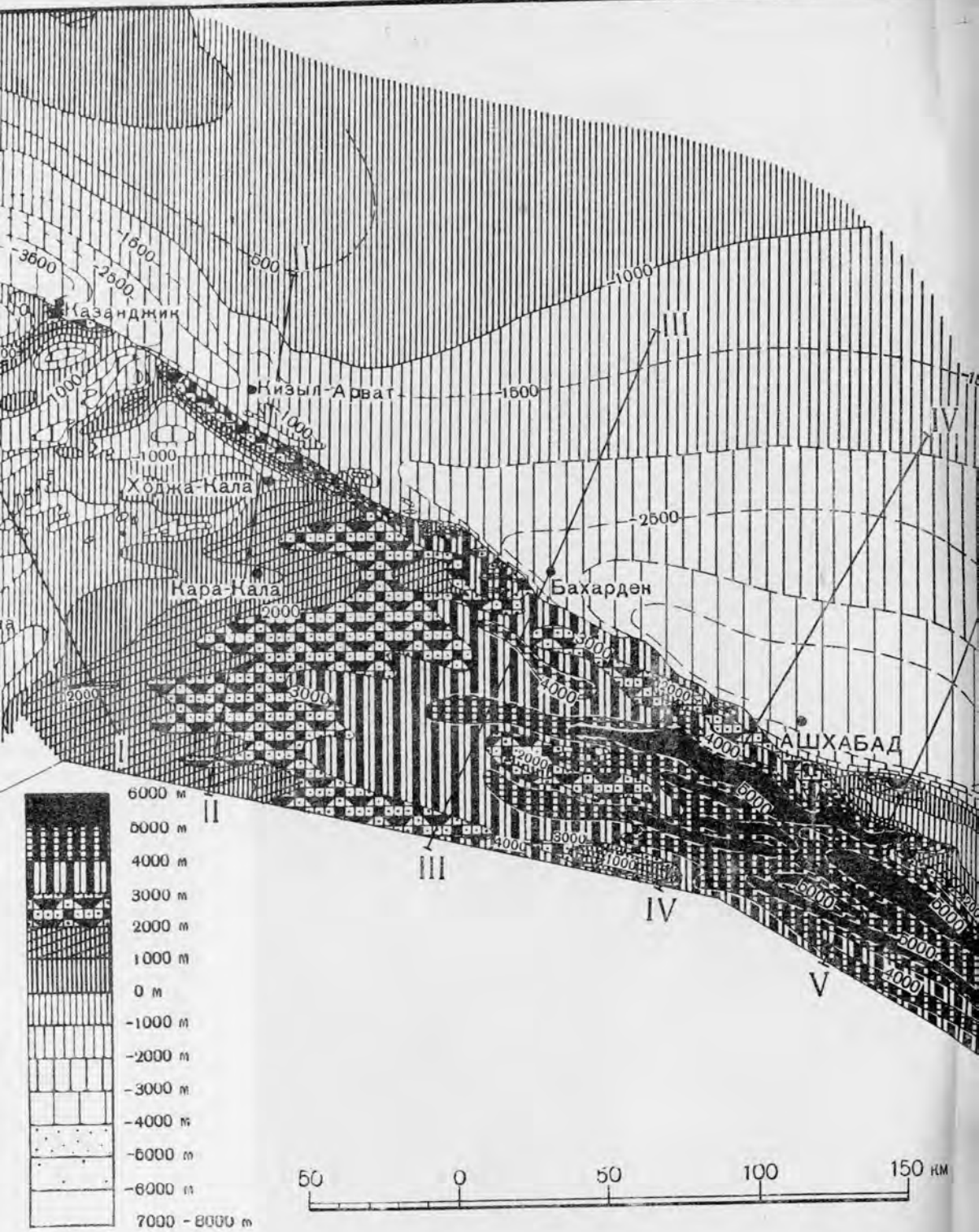
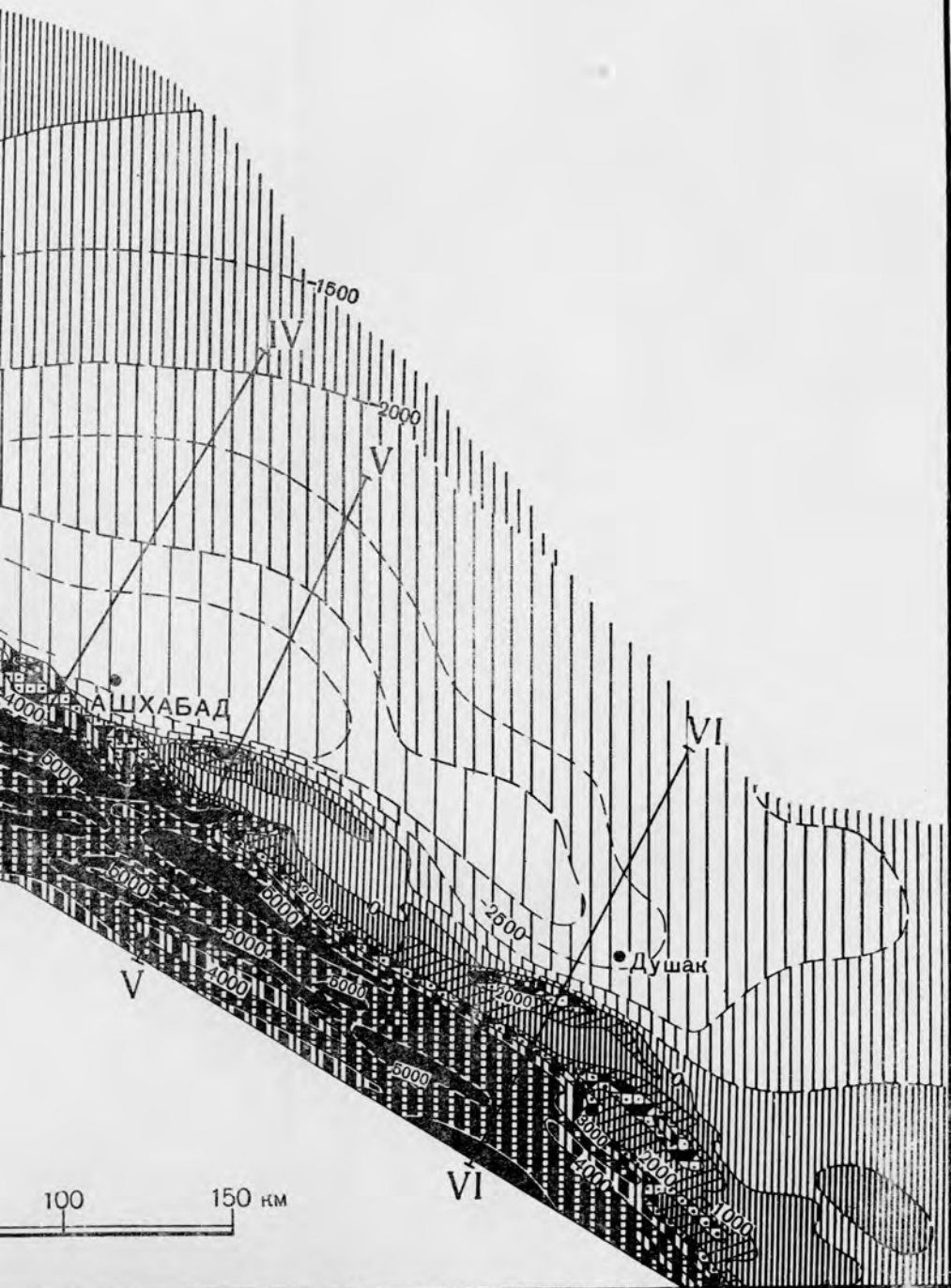


Рис. 4. Структурная схема Копет-Дага, Предко

Составлен



структурная схема Копет-Дага, Предкопетдагского прогиба и Закаспийской впадины (стратонизогипсы по кровле)
Составлена Ю. Н. Годиным и И. А. Резановым (1953 г.)



ины (стратоизогипсы по кровле мела)

которого мегантиклинорий непосредственно граничит с Предкопет-дагским передовым прогибом. Здесь, между Гаудан-Массиневским антиклинальным поднятием и предгорной равниной расположена группа брахиантиклинальных складок, сложенных породами нижнего мела. Они отделяются от Гаудан-Массиневского поднятия рядом пологих синклиналей, выполненных породами верхних ярусов нижнего мела и частично верхнего мела. Наиболее крупные из этих складок — брахиантиклинали гор Мураб-Керик, Ули-Топа и Маркоу.

Ули-Топа — самая крупная и, по-видимому, наиболее сложно построенная из этих складок. Она протягивается в длину более чем на 25 км. Ее свод и северное крыло осложнены известняками нижнего баррема; на южном крыле обнажаются породы от верхнего баррема до среднего альба включительно. Как и у других антиклинальных структур этой зоны, южное крыло ее круче северного (углы падения 20—30° и более), в западной части осложнено разрывом. Северное крыло очень пологое (наклоны здесь не превышают 10°); ширина его не везде одинакова — в центральной части складки она составляет 2—4 км, к северо-западу увеличивается до 8—10 км; углы падения сохраняются по-прежнему не более 10°. Здесь это крыло осложнено небольшой синклинальной складкой, северное крыло которой (с углами падения до 35—40°) оборвано разрывом; неокомские известняки контактируют по разрыву с третичными отложениями. Аналогичная складка имеется и в восточной части северного крыла брахиантиклинали.

К юго-востоку от Ули-Топа сравнительно небольшая складка Гин-Гол сложена известняками неокома, разбита рядом разломов, поперечных и диагональных к ее простиранию. На ее юго-восточном продолжении расположена крупная брахиантиклиналь горы Маркоу, ядро которой образовано породами неокома, а на южном крыле — отложениями апта и альба. Сохранившаяся часть северного крыла с углами падения до 15—20° осложнена небольшой синклинальной складкой. Южное крыло антиклинали крутое; углы падения достигают 40—60°. Продолжением антиклинали Маркоу на юго-восток служит антиклиналь хр. Гындувар-Даг.

Вдоль северного ограничения Гингольской, Маркоуской и Гындувар-дагской антиклиналей П. И. Калугин (1942) и другие исследователи рисовали единую зону крупных надвигов, хотя во многих случаях для ее проведения здесь имеются лишь косвенные данные. По нашим наблюдениям, линии надвигов можно проводить лишь в пределах некоторых брахиантиклиналей, не соединяя их в единую зону. Об этом уже говорил Л. Н. Леонтьев (1953).

Юго-восточнее Гындувар-Дага передовые антиклинали отсутствуют; Гауданское антиклинальное поднятие граничит здесь непосредственно с предгорным прогибом. В одном только месте его северное крыло осложнено небольшой антиклинальной складкой горы Хальват, ядро которой сложено породами неокома, залегающими очень полого (углы падения 3—10°).

П. И. Калугин и другие исследователи объединяют рассмотренные передовые складки центральной зоны советской части Копет-Дага в единую систему антиклиналей вместе с передовыми хребтами западного и восточного Копет-Дага. По нашему мнению, нельзя выделять подобную единую антиклинальную зону, протягивающуюся вдоль всего Копет-Дага. В главе, посвященной истории геологического развития, будут приведены данные о различиях в истории развития передовых антиклиналей западного и восточного Копет-Дага, с одной стороны, и центрального Копет-Дага, с другой. Здесь же укажем лишь на различия в тектоническом строении этих зон.

Передовые антиклинали центрального Копет-Дага, несмотря на их кажущееся структурное сходство с Передовым хребтом западного Копет-Дага, обладают существенными отличиями. Рассмотрим антиклинали Ули-Топа и Маркоу, как наиболее крупные и лучше обнаженные.

Первое, что здесь сразу бросается в глаза, это то, что, в отличие от передовых антиклиналей западного и восточного Копет-Дага, у антиклиналей Ули-Топа и Маркоу крутые южные крылья, а не северные.

Другая особенность, присущая только этим антиклиналям, — наличие описанных выше небольших синклинальных складок, осложняющих их пологие северные крылья. Строение этих складок, имеющих наряду с пологими северными крыльями и крутые южные, определенно указывает на то, что по своей морфологии антиклинали Ули-Топа и Маркоу существенно отличаются от передовых антиклиналей западного и восточного Копет-Дага.

Различно проявились здесь и разрывные нарушения. В этом отношении показательно сравнение двух хорошо известных, описанных в литературе надвигов — Гяурской антиклинали, которую мы относим к тектонической зоне восточного Копет-Дага, и надвига в районе Келятинской гряды. В первом районе линия надвига проходит вдоль сорванного северного крыла Гяурской антиклинали, по которому ядро складки, сложенное неокомом, надвинуто в северном направлении на отложения палеогена и неогена. Очевидно, что разрыв явился следствием надвигания ядра складки на ее северное крыло. Аналогичные явления можно наблюдать и в западном Копет-Даге.

Иная картина в районе Келятинской гряды. Здесь разрыв образовался не на запрокинутом крыле Улитопинской антиклинали: северное крыло ее пологое. На геологической карте этого района видно, что линия разрыва описывает здесь дугу, выпуклой частью обращенную к северу. К северу от разрыва вдоль опущенного крыла также описывает дугу полоса обнажений карагауданской толщи. Это определенно указывает на отсутствие сколько-нибудь значительных горизонтальных перемещений по разрыву, так как в противном случае неокомские известняки должны были бы лечь на различные горизонты автохтонно. Поскольку этого не наблюдается, Келятинский разрыв следует рассматривать скорее как сброс или взброс. В таком случае его структурное положение является иным, чем у разрывов передовых антиклиналей восточного и западного Копет-Дага. Точно так же обстоит дело и с разрывом в районе Актепинской гряды. Во всех других случаях надвиг вдоль северного ограничения передовых антиклиналей центрального Копет-Дага воочию не виден и проводится лишь на основании косвенных данных (выходов источников, участков брекчированных пород и т. д.).

Различия в строении передовых антиклиналей центрального Копет-Дага, с одной стороны, и западного и восточного — с другой, этим не ограничиваются. Как увидим дальше, в западном и восточном Копет-Даге к северу от Южно-Копетдагского антиклинория располагаются не отдельные антиклинальные складки, как в центральном Копет-Даге, а целые зоны складок шириной 20—30 км, а в западном Копет-Даге — до 60 км. Антиклинали передовых хребтов западного и восточного Копет-Дага составляют только часть этой зоны. Естественно, что отдельные брахи-антиклинали, расположенные в промежутке между двумя данными зонами, в собственно центральном Копет-Даге (да и то только в пределах части его), не могут соответствовать этим тектоническим зонам. Добавим к этому, что передовая антиклиналь западного Копет-Дага протягивается только до Арчман-Нухурского района, имея выдержанное северо-западное простирание, и заканчивается здесь складками северо-

восточного простираания, дискордантными общему направлению Копет-Дага.

Складки Ули-Топа, Маркоу и другие более мелкие антиклинали следует рассматривать как некоторое осложнение, возникшее в северной антиклинальной цепи Южно-Копетдагского антиклинория, но не как самостоятельную тектоническую зону.

Разница в структурном положении передовой антиклинали западного Копет-Дага и антиклиналей восточного Копет-Дага, с одной стороны, и складок Ули-Топа, Маркоу и т. д. — с другой, хорошо видна на карте стратонизогипс по кровле мела (рис. 4) и на профилях к этой карте (рис. 5). В то время как структуры западного и восточного Копет-Дага представляют самостоятельные морфологические единицы, складки Ули-Топа и Маркоу входят в число многочисленных структур обширного Южно-Копетдагского антиклинория.

Складчатая зона северо-западного крыла Копетдагского мегантиклинория (западный Копет-Даг)

К северо-западу от Южно-Копетдагского антиклинория расположена сложно построенная складчатая зона (западный Копет-Даг) его относительно опущенного северо-западного крыла, впервые выделенная как самостоятельное сооружение в 1954 г. (Б. А. Петрушевский, И. А. Резанов, В. А. Растворова, Н. Н. Леонов). От Южно-Копетдагского антиклинория эта складчатая зона отличается как историей развития, так и строением. Слагающие ее крупные структуры не продолжают на площади антиклинория и часто даже не имеют там аналогов, представляя специфические образования, отмеченные лишь для этой области.

Для западного Копет-Дага характерны выдержанные как северо-западные, так и юго-западные простираания, переходящие даже в меридиональное. Структуры эти следующие: вдоль северного ограничения Копет-Дага в северо-западном направлении протягивается антиклиналь Передового хребта, от которой фестонами отходят складки юго-западного простираания. Южнее располагаются обширные плоские мульды, а еще южнее могут быть выделены сложно построенные Эзет-Карагезская и Аладаг-Кулмачская синклиналильные зоны, ориентированные в юго-западном направлении, а также Мессериан-Ходжакалинская зона, большая часть которой ныне погружена под четвертичные отложения.

Антиклиналь Передового хребта западного Копет-Дага состоит из двух крупных складок, продолжающих одна другую и разделенных резким погружением шарнира в районе Искандера. Простираание их ЗСЗ. Большая — восточная — антиклиналь протягивается от района Арчмана до Искандера. В ее пределах наблюдаются воздымания шарнира, соответствующие хребтам Козлы-Даг, Ереуш, Пароун-Даг. Западная антиклиналь протягивается от Узун-су до Казанджика.

Антиклиналь Передового хребта асимметрична. Северное крыло плохо сохранилось или даже отсутствует; нередко северные падения можно наблюдать только на расстоянии нескольких сотен метров от замка складки, а затем меловые породы погружаются под акчагыльские или четвертичные отложения. К югу от замка складки падения сначала сравнительно невелики — до $10-30^\circ$, затем на расстоянии 2—3 км становятся круче — до $40-50^\circ$, реже больше. Еще южнее в породах верхнего мела или палеогена наблюдается резкое выполаживание — до $10-20^\circ$. Вдоль северного ограничения всего Копет-Дага, в том числе и вдоль Передового хребта западной его части, В. Н. Огнев (1937₂), П. И. Калугин

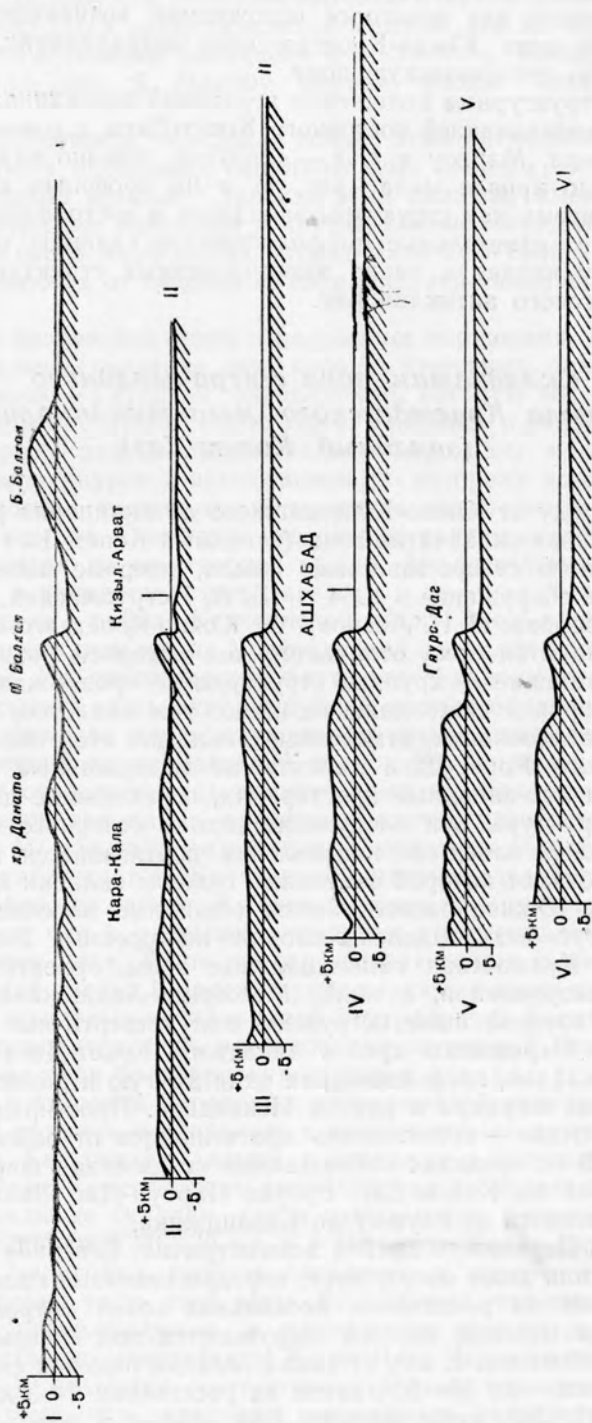


Рис. 5. Профили к рис. 4. Соотношение вертикального и горизонтального масштабов 1:1

(1942), Г. И. Каляев (1945) и др. показывали зону крупных разломов, приписывая ей важное региональное значение. Древние — доакчагыльские — разломы по этой зоне в западном Копет-Даге можно наблюдать в ряде пунктов; амплитуду их следует оценивать, вероятно, до 2—3 км, однако по простиранию разломы нередко полностью (или почти полностью) затухают на протяжении немногих километров. Последакчагыльские подвижки в этой зоне были очень незначительны (амплитуда перемещения — до 200—300 м) и происходили лишь в отдельных пунктах (хр. Пароун-Даг вблизи Искандера; горы Карачек вблизи Бами). Указанные обстоятельства не позволяют считать описываемую зону разрывов единой и структурно самостоятельной; по-видимому, она представляет лишь усложнение некоторых участков антиклинали Передового хребта¹.

На юго-восточном продолжении восточной передовой антиклинали расположен так называемый Арчман-Нухурский тектонический узел, неоднократно описанный в литературе (Мирошниченко, 1938; Каляев, 1945). В этом районе простирание антиклинали Передового хребта, оставшееся выдержанным северо-западным на всем протяжении от Искандера до Бами (около 170 км), резко меняется на северо-восточное. Передовая антиклиналь после изменения своего простирания с юго-восточного на северо-восточное быстро оканчивается. Ее кулисообразно подставляет несколько брахиантиклиналей северо-восточного простирания, из которых наиболее крупными являются антиклинали хребтов Келята и Тырнов. Эти антиклинали асимметричны, северо-западные крылья их более крутые, оборванные надвигом. По простиранию амплитуда надвигов быстро уменьшается; на периклинальном окончании складок они иногда совсем затухают.

Вторая — западная — антиклиналь Передового хребта протягивается, как отмечалось, от ст. Узун-су до Казанджика на расстояние 25—30 км. В рельефе она выражена хр. Кюрен-Даг. В северо-западной части эта антиклиналь резко периклинально заканчивается, слои альба местами стоят здесь на головах, погружаясь под более полого лежащие акчагыльские породы. Восточная периклиналь (около Узун-су) более пологая.

К юго-западу от антиклиналей Передового хребта отклоняется в виде фестонов несколько крупных складок юго-западного простирания: Эйшемская, Обойская и Данатинская антиклинали. К их числу должен быть отнесен и Малый Балхан.

Эйшемская антиклиналь, сложенная породами верхнего мела и палеогена, отделяется от восточной антиклинали Передового хребта в районе ее западного периклинального окончания близ Искандера. Углы падения на ее крыльях достигают 20—30°. Вдоль складки проходит разлом, по которому ее ядро вздернуто по отношению к южному крылу.

Вблизи Казанджика в юго-западном направлении отходит второй фестон — Обойская антиклиналь и продолжающая ее далее на юго-запад (после некоторого погружения шарнира) Данатинская антиклиналь. Обойская складка асимметрична, северное крыло ее более круто (падение до 70°), а южное — пологое (наклоны 15—20°). В ядре выходят породы альба и сеномана, на крыльях — отложения турона и сенона. Асимметрия Данатинской антиклинали прямо противоположна: у нее более крутое южное крыло (падение до 80—85°) и пологое — северное (30—35°). В сильно размытом своде обнажаются песчаники верхнего апта, перекрывающиеся на крыльях отложениями альба и верхнего мела. Сколько-нибудь значительные разрывные нарушения на Данатинской и Обойской антиклиналях отсутствуют.

¹ Специально этот вопрос рассмотрен в статье Б. А. Петрушевского и И. А. Резанова (1958).

Крайней западной структурой в цепи антиклиналей-фестонов является Малый Балхан, представляющий крупную асимметричную брахиантклинальную складку, вытянутую в юго-западном направлении, с крутым северо-западным крылом. Ядро ее сложено известняками неокома, в пологом юго-восточном крыле обнажаются породы апта, альба, верхнего мела и третичные. Периклинальное юго-западное окончание Малого Балхана осложнено небольшой Шорджинской брахиантклиналью, выполненной неокомскими осадками; она отделена от Малого Балхана разломом. На северо-восточном окончании Малого Балхана наблюдается быстрый, но плавный дугообразный изгиб простираний от юго-западных (характерных для антиклиналей-фестонов) к юго-восточным (характеризующим передовую антиклиналь). В районе ст. Ахча-Куйма коренные породы погружаются под четвертичные, но геофизическими работами (Ю. Н. Годин) между Малым Балханом и Кюрен-Дагом намечается вполне четкое подземное соединительное звено, в котором мезозойские породы опущены очень неглубоко. Это свидетельствует не только о принадлежности Малого Балхана к Копетдагской системе, что уже давно предполагал П. И. Калугин (1942), но и о вхождении Малого Балхана в состав структурной зоны антиклиналей Передового хребта западного Копет-Дага и отходящих от них фестонов (Резанов, 1953). В пределах рассматриваемого соединительного звена на поверхность в одном участке выходят дочетвертичные, а именно — акчагыльские и апшеронские породы, образующие пологую Кизылджабаирскую антиклиналь.

Между отходящими от антиклиналей Передового хребта фестонами располагаются крупные, плоские, выполненные неогеновыми породами Данатинская, Узунсуйская и Ходжакалинская синклинали. Данатинская синклиналь представляет пологую мульду, с трех сторон ограниченную поднятиями Малого Балхана, Кизылджабаирского «моста», Обойской и Данатинской антиклиналей и открытую лишь на запад, в сторону Закаспийской впадины.

Меньшие размеры имеет впадина Узун-су, расположенная к югу от Кюрен-Дага в районе Узек-Дага. Впадина асимметрична; северное ее крыло более крутое: углы падения достигают 45° , тогда как на остальных участках наклоны слоев обычно не превышают $10-20^\circ$.

Третья, наиболее крупная, впадина — Ходжакалинская — находится к юго-востоку от Эйшемской антиклинали, с тыловой стороны Передового хребта. С юга Ходжакалинская впадина ограничена антиклиналью хр. Дойрун, которую мы относим уже к Южно-Копетдагскому антиклинорию. Небольшой пологой брахиантклиналью Сундзо эта впадина подразделяется на Западно- и Восточно-Ходжакалинскую. Первая так же асимметрична, как и Узунсуйская (с крутым северным крылом).

Южнее в палеогеновых отложениях наблюдаются сравнительно простые складки широтного и западно-юго-западного простираний. Для этих складок характерно частое воздымание и погружение шарнира. Как правило, углы падения на крыльях составляют $5-20^\circ$. Среди поля палеогеновых пород располагается несколько более или менее крупных брахиантклинальных структур, ядра которых сложены верхнемеловыми породами (Сирим, Сундзо, Куйляр и др.).

Вдоль северного ограничения Южно-Копетдагского антиклинория от района сел. Ходжа-Кала в юго-западном направлении протягивается тектоническая зона, большая часть которой продолжается затем в погруженном состоянии под плиоценовыми и четвертичными отложениями Закаспийской низменности через район Мессериана далее на юг, постепенно принимая меридиональное простираание. Мы с Ю. Н. Годиным дали ей название Мессериан-Ходжакалинской зоны.

В отличие от обширных и пологих погруженных складок Южно-Копетдагского антиклинория, складки Мессериан-Ходжакалинской зоны, также погруженные под плиоценовые и четвертичные отложения, имеют меньшие размеры и построены, по-видимому, более сложно. Судя по данным сейсморазведки, вдоль северо-западного ограничения этой зоны протягивается система антиклинальных складок наподобие Передового хребта западного Копет-Дага. К западу от нее расположен глубокий Шахманский прогиб.

В пределах Мессериан-Ходжакалинской тектонической зоны расположена так называемая Аладаг-Кулмачская зона, состоящая из ряда синклинальных хребтов, сложенных неогеновыми породами. Линейные складки, протягивающиеся на десятки километров, наблюдаются здесь редко; больше развиты брахиантиклинальные структуры, нередко с широкими, уплощенными синклиналями.

Описанные структуры западного Копет-Дага были в основном сформированы в предакчагыльское время. В послеекчагыльское время происходили лишь общее воздымание антиклиналей Передового хребта и некоторых других и опускание впадин. Более интенсивно послеекчагыльская складчатость проявилась в Аладаг-Кулмачской зоне. Однако в пределах западного Копет-Дага имеется тектоническая зона, где послеекчагыльские движения нацело переработали более древние структуры, а именно: Эззет-Карагезская зона, выделенная Б. А. Петрушевским (1954).

Эззет-Карагезская зона представляет крупное синклинальное сооружение, состоящее из ряда антиклинальных и синклинальных складок, сложенных породами неогена и палеогена. Она прослеживается в юго-западном направлении от района Искандера до западного окончания Копет-Дага. Здесь развиты узкие (в 2—3 км шириной) антиклинали и синклинали, иногда протягивающиеся на 30—50 км. В силу различий состава участвующих в дислокациях пород рельеф этой зоны — обращенный, притом очень четко выраженный: высокие гребнеобразные хребты, сложенные неогеновыми известняками, соответствуют синклиналям, а пониженные и уплощенные участки, выполненные палеогеновыми глинами, — антиклиналям.

По северо-восточному окончанию Эззет-Карагезской зоны наблюдается периклинальное замыкание составляющих ее структур. Именно к этому участку приурочено глубокое погружение шарнира антиклинали Передового хребта (на отрезке Искандер — Узун-су). Иначе построена юго-западная часть Эззет-Карагезской зоны. Здесь в месте слияния сухих русел Гяурли и Котур происходит резкое «ныряние» шарнира синклинальной складки (соответствующей хр. Карагез), продолжающейся далее в виде широкой долины Гяурли, выполненной четвертичными отложениями и открытой в сторону Закаспийской низменности.

Для Эззет-Карагезской зоны характерны сложно построенные складки. Углы падения на крыльях многих из них составляют 60—80°, некоторые складки являются запрокинутыми и даже лежащими. Вероятно, здесь имеется и значительное число разрывов, но вследствие широкого развития однообразных палеогеновых глин, сильно маскирующих структуру, установить их без специальных подробных исследований не представляется возможным. Впрочем, некоторые крупные разрывы все же удается наблюдать воочию. Следует отметить, что крайние западные выходы сильно дислоцированных слоев в пределах этой зоны расположены близ восточной границы Закаспийской низменности (горы Зирик), где плиоценовые породы падают под углом до 60—80° (Г. И. Попов, 1956).

Эззет-Карагезская зона расположена вдоль северо-западной окраины Мессериан-Ходжакалинской зоны, и непосредственным продолжением

первой к юго-западу и к югу служит Шахманский прогиб. Вместе с Ю. Н. Годиным мы считаем, что Эзет-Карагезская зона и Шахманский прогиб в неогене представляли единую полосу крупных прогибов, расположенную к северо-западу от относительно приподнятой уже Мессериан-Ходжакалинской зоны, по отношению к этой последней являясь передовым прогибом. В результате послеакчагыльского складкообразования Эзет-Карагезская зона оказалась интенсивно дислоцированной, в то время как Шахманский прогиб продолжал погружаться.

В целом, несмотря на весьма существенные отличия в строении западного Копет-Дага от центральных его районов, мы вправе считать, что он входит в состав мегантиклинория в виде глубоко опущенного крыла его. Различия в истории развития двух этих крупных структурных единиц предопределили различие их строения, но совершенно несомненный факт формирования той и другой в пределах единой геосинклинальной системы позволяет объединять эти структуры, считая их разными частями единого крупнейшего сооружения.

Складчатая зона северо-восточного крыла Копетдагского мегантиклинория

На востоке (восточнее Ашхабада), к северу от рассмотренных коробчатых структур центральной части Копетдагского мегантиклинория, расположена складчатая зона его северо-восточного крыла. К этой зоне мы относим антиклинальные хребты восточного Копет-Дага, включая Гяурскую антиклиналь, а также складки к югу от них, описанные В. П. Мирошниченко (1947). Восточная часть зоны, захваченная исследованиями этого автора, была им названа Северо-Копетдагской зоной складчатости. Мы протягиваем эту зону дальше на северо-запад, присоединяя к ней и Гяурскую антиклиналь.

Описание северо-восточного крыла Копетдагского мегантиклинория мы начнем с запада, с Гяурской антиклинали. Последняя принадлежит к числу крупнейших структур данной зоны. Вместе с кулисообразно замещающей ее Зиракевской антиклиналью она протягивается с северо-запада на юго-восток на расстояние 75 км. Собственно Гяурская антиклиналь представляет крупную брахиантиклинальную складку широтного простирания, протяженностью около 30 км, дискордантную к общему простиранию Копет-Дага. Ядро ее сложено известняками неокома; на крыльях обнажаются более высокие горизонты мела и палеогена. Складка асимметрична, по ее запрокинутому северному крылу наблюдается надвигание неомковского ядра на палеоген. По нашему мнению, этот надвиг не следует рисовать вдоль всего северного крыла складки, как это делает П. И. Калугин (1942), — надвиг должен быть ограничен только пределами ядра антиклинали. В западной ее части П. И. Калугин проводит надвиг по долине Куру-Гаудана, рассекая Гяурскую антиклиналь под острым углом. Между тем горы Халац, расположенные к северу от надвига и образованные породами палеогена и неогена, являются частью северного крыла Гяурской антиклинали, и отчленять их от антиклинали крупным разломом регионального значения нет оснований, тем более, что на территории к западу от Куру-Гаудана не имеется даже косвенных данных (источники и т. п.), которые подтверждали бы наличие продолжения надвига к пос. Калининское и далее на запад. По нашим данным, с приближением к району Куру-Гаудана надвиг затухает. Повидимому, затухает он и к востоку, в районе лепрозория. Считать, что надвиг продолжается вдоль северного крыла Зиракевской антиклинали, я не вижу достаточных данных.

Продолжением Гяурской антиклинали на восток служит крупная антиклиналь хр. Зиракев, которую следует считать самостоятельной складкой кулисообразно подставляющей Гяурскую. В отличие от последней, Зиракевская антиклиналь представляет сильно вытянутую складку, менее асимметричную, чем Гяурская (здесь более крутым тоже является северное крыло). Шарнир складки очень полого погружается к юго-востоку, где наблюдается ее периклинальное замыкание.

К югу от Гяурской и Зиракевской антиклиналей располагается Манычская синклиналь, выполненная породами палеогена и неогена. В центральной ее части углы падения не превышают $10-15^\circ$, увеличиваясь на крыльях до $20-30^\circ$.

Южнее Манычской синклинали находится крупная брахиантиклиналь хребта Ала-Даг. По строению и размерам она напоминает Гяурскую антиклиналь и так же, как и она, простирается широтно, т. е. дискордантно по отношению к простиранию Южно-Копетдагского антиклинория. Северное крыло Аладагской брахиантиклинали запрокинуто и оборвано крупным разрывом, по которому неокомское ядро надвинуто на верхне-меловые и палеогеновые породы. На востоке эта антиклиналь заканчивается периклинально; на западе после погружения ее шарнира продолжение складки можно видеть в антиклинали хр. Асельма, которую мы относим уже к Южно-Копетдагскому антиклинорию.

К юго-востоку от Аладагской и Зиракевской антиклиналей в пределах Ирана имеется несколько сравнительно небольших антиклинальных складок юго-восточного простирания, сложенных породами палеогена.

Далее на восток протягивается антиклинальный хребет восточного Копет-Дага, расположенный вдоль северного ограничения рассматриваемой зоны. Хребет этот состоит из ряда брахиантиклинальных складок, вместе образующих крупную антиклинальную структуру, сложенную породами нижнего мела. Юго-восточнее, кулисообразно по отношению друг к другу, расположены еще две сравнительно небольшие складки, образованные породами верхнего мела и палеогена.

Антиклиналь восточного Копет-Дага имеет асимметричное строение. В местах воздымания шарнира, где на поверхность выходят известняки неокома, вдоль северного ограничения антиклинали развиты небольшие крутые надвиги, по которым установлены надвигания к северу на третичные отложения. В местах погружения шарнира надвиги не обнаружены, — по-видимому, они затухают.

К югу от антиклинали восточного Копет-Дага расположена крупная Келятинская синклиналь. Это очень широкая мульда, в центральной части плоская, несколько напоминающая рассмотренные выше Данатинскую и Ходжакалинскую синклинали западного Копет-Дага.

К юго-востоку от нее располагается крупная антиклиналь хр. Сулах. Ядро ее сложено породами неокома, крылья — отложениями апта, альба и сеномана. Складка имеет крутое северное крыло: судя по геологическому профилю, составленному В. П. Мирошниченко, углы падения достигают $80-90^\circ$ и более; южное крыло более полого. В юго-восточной части складки простирание ее меняется с юго-восточного на широтное. К юго-востоку, кулисообразно подставляя Сулахскую антиклиналь, находится еще одна антиклинальная складка. По данным В. П. Мирошниченко, складка эта пологая и, в отличие от предыдущей, имеет более крутое южное крыло.

Из краткого описания складчатой зоны северо-восточного крыла Копетдагского мегантиклинория видно, что эта зона состоит из довольно крупных антиклинальных складок и разделяющих их синклинальных, имеющих общее юго-восточное простирание и располагающихся кулисо-

образно. Нетрудно видеть, что в целом соотношение этой зоны с Южно-Копетдагским антиклинорием довольно близко к соотношению последнего с западным Копет-Дагом.

ПРЕДКОПЕТДАГСКИЙ ПЕРЕДОВОЙ ПРОГИБ

К северу от Копетдагского мегантиклинория, параллельно ему, тянется зона глубоких прогибов, которая по своему положению на границе молодой складчатой области и более древней платформы должна быть отнесена к структурным образованиям типа передовых прогибов.

На рис. 4 показаны изолинии высотного положения кровли меловых пород. Как видно из этого рисунка, Предкопетдагский прогиб состоит из трех впадин, разделенных перемычками с неглубоким залеганием мезозоя. Большую часть прогиба занимает Ашхабадская впадина, далеко выдающаяся на север. Она резко асимметрична, и максимальные глубины Предкопетдагского прогиба (4000 м до кровли мела) расположены в непосредственной близости от Копет-Дага.

Ашхабадская впадина отделяется от расположенной западнее Казанджикской впадины перемычкой в районе Кизыл-Арвата. Здесь, по геофизическим данным, намечается выступ мезозойских пород, вследствие чего даже в наиболее глубокой части этой перемычки мезозой расположен на глубине порядка 1000 м.

В отличие от Ашхабадской, Казанджикская впадина имеет меньшие размеры и не распространяется далеко на север, вытягиваясь относительно узкой полосой вдоль Передового хребта. При значительно меньших размерах прогибание Казанджикской впадины (более 3500 м до кровли мела) оказывается приблизительно таким же, как и зафиксированное у Ашхабадской впадины. С приближением к Большому Балхану наблюдается центроклинальное окончание впадины. Юго-западным продолжением прогиба может служить синклинальная зона Балханского коридора, соединяющая Казанджикскую и Прибалханскую впадины.

Менее четко выделяется Каахкинская впадина, расположенная к востоку от Ашхабадской. По конфигурации она напоминает Казанджикскую, но имеет значительно меньшие глубины. На востоке Каахкинская впадина заканчивается в районе ст. Душак или несколько восточнее. Это следует из геофизических данных (центроклинальное замыкание передового прогиба установлено здесь по данным сейсморазведки) и подтверждается геологическими данными: на левобережье р. Теджен (от афганской границы до г. Серахс) на большой площади на поверхность выходят почти горизонтально лежащие палеогеновые отложения, которые западнее, в передовом прогибе, глубоко опущены под неогеновые и четвертичные отложения.

Таким образом, на юго-востоке четко выраженный передовой прогиб отсутствует, и здесь структуры Копетдагского мегантиклинория граничат непосредственно с опущенными участками платформы.

Буровыми скважинами Предкопетдагский прогиб вскрыт только в районе Кизыл-Арвата, и то на небольшую глубину. По материалам бурения, верхние 500 м заполняют четвертичные отложения, ниже идет преимущественно глинистая толща акчагыла мощностью 500—600 м. По данным сейсморазведки, в наиболее глубокой части Казанджикской впадины подошва акчагыла опущена на глубину более 2000 м (рис. 6).

Если в пределах всего прогиба (исключая, может быть, только Кизыл-Арватский «выступ») развит полный разрез третичных и более древних отложений, то участок прогиба между Большим и Малым Балханом построен иначе: здесь плиоцен и четвертичные отложения залега-

ют непосредственно на размытой поверхности палеогена и верхнего мела, а в северной части Балханского коридора — и на породах нижнего мела, что подтверждено данными бурения (Соловьев, 1954₁).

Вдоль южной окраины прогиба, по границе его с Копетдагским мегантиклинорием, в отдельных местах развиты небольшие складки, сложенные породами неогена, реже — палеогена.

К северу от Малого Балхана находится Перевало-Айдинская антиклиналь, сложенная породами акчагыла и апшерона. Для нее характерно частое «ныряние» и воздымание шарнира, вследствие чего при общей значительной вытянутости она разделяется как бы на ряд самостоятельных брахискладок. Углы падения обычно невелики — до $10-20^\circ$, лишь на востоке, в районе примыкания к Малому Балхану, они становятся круче, достигая $45-60^\circ$ и более. По сообщению Н. В. Житковой, на контакте этой складки с Мало-Балханской антиклиналью имеется небольшой разрыв, по которому сорваны породы плиоцена.

В районе Казанджика, непосредственно к югу от города, а также к западу, вблизи кладбища Байрам, установлено несколько отдельных, очень небольших складок, сложенных акчагыльскими породами. Они осложнены небольшим разрывами, пересекающими у Байрама хазарские слои, тогда как хвалынские отложения ими уже не затронуты. Поднятыми крыльями являются северные. Это даст основание предполагать, что разрывы связаны с ростом складок, а не с подвижками по «термальной» зоне, так как в последнем случае следовало бы ожидать воздымания южных крыльев.

В районе ст. Искандер вдоль северного склона Пароун-Дага прослеживается небольшая антиклиналь, сложенная породами акчагыла, которая соприкасается с меловыми породами Пароун-Дага по разрыву. Амплитуда его достигает 200 м.

Значительно шире развиты складки к юго-востоку от Кызыл-Арвата. В отличие от только что рассмотренных районов, складки этой местности образуют отчетливо выраженные, хотя и невысокие гряды, расположенные к северу от передовой антиклинали и в своей совокупности создающие настоящий горный рельеф. Наиболее крупными являются складки хребтов Диоджи и Ак-Даг, сложенные неогеновыми породами и кулисообразно подставляющие друг друга. Обе они вытянуты в юго-восточном направлении и характеризуются крутыми северными (с углами падения до 60°) и более пологими южными крыльями ($10-30^\circ$); обе погружаются к северо-западу. Восточнее, в районе ст. Кодж, картина упрощается: здесь имеются две очень пологие складки, сложенные акчагыльскими породами, с углами падения $2-5^\circ$. В районе Беурмы известна сложно построенная складка, образованная породами палеогена и миоцена, с запрокинутым северным крылом.

В центральном Копет-Даге, к северу от Гаурдан-Массиневского поднятия, к складкам, осложняющим передовую прогиб, можно отнести Актепинскую и Келятинскую «гряды», сложенные породами неогена и верхних горизонтов палеогена; от этих складок ныне сохранились только северные крылья, южные же оборваны разрывами, по которым палеогеновые и неогеновые отложения приведены в контакт с нижним мелом более южных структур. Подчеркнем, что Актепинская и Келятинская складки имеют широтное простирание с некоторым отклонением к северо-востоку (Келятинская), в отличие от юго-восточного простирания складок центрального Копет-Дага, расположенных южнее.

В районе Ашхабада в южной части передового прогиба небольшая Кешенымбаирская складка широтного простирания сложена песчано-глинистыми породами верхней части кешенымбаирской свиты. Углы падения на ее крыльях не превышают 10° . Подобная ей складка,

по-видимому, имеется и несколько восточнее, к северу от пос. Первомайского, как об этом можно судить по более высокому залеганию выходящих на поверхность плиоценовых пород.

В ашхабадской части прогиба сейсморазведкой выявлена так называемая Изгантская структура, представляющая пологую антиклинальную складку, протягивающуюся от Геок-Тепе в сторону сел. Изгант в направлении ВСВ. Складка образована породами мела и имеет такое же дискордантное по отношению к Копет-Дагу простираение, как и видимая на поверхности Кешенынбаирская складка. Это позволяет считать, что дискордантные складки в ашхабадском районе Предкопетдагского прогиба не представляют исключения.

Следует добавить, что в 1952 г. в этом районе произошло шестибалльное землетрясение, причем область максимальных сотрясений, по собранным мною данным, захватывала территорию от Геок-Тепе до Изганта, т. е. была вытянута в направлении ВСВ, что также указывает на восточно-северо-восточные простираения развитых в этом районе структур.

Отдельные небольшие складки в породах карагауданской и казганчайской свит известны в южной части передового прогиба и в районах восточного Копет-Дага. Длина этих складок не превышает 5—10 км; углы падения на их крыльях обычно составляют 5—10°. Все эти складки образовались в послекачагыльское время.

БОЛЬШЕБАЛХАНО-КУБАДАГСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

К северо-западу от Копетдагского мегантиклинория расположен одиноким возвышающийся хребет Большого Балхана; по целому ряду признаков его объединяют с невысокими горами в районе Красноводска в крупную антиклинальную структуру, называемую нами Большебалхано-Кубадагским антиклинорием.

Большой Балхан является крупной, широкой (до 30—40 км), высоко приподнятой антиклинальной складкой, вытянутой почти широтно на расстояние свыше 100 км. Южное ее крыло пологое (с углами наклона 10—20°), сложено твердыми известняками и песчаниками неокома и мальма. Северное крыло, образованное теми же породами, а также породами апт — альба, верхнего мела и палеогена, падает значительно круче и даже запрокинуто (углы падения на юг до 60—70°).

Ядро Большого Балхана сложено мощными толщами сланцев, песчаников и глин средней и частично нижней юры.

Нижне-среднеюрская толща собрана в ряд довольно пологих складок, простирающихся к северу круче, чем структура Большого Балхана в целом, вытянутая в направлении ЗСЗ. На сводах этих антиклиналей местами отсутствуют верхнеюрские и часть среднеюрских отложений, тогда как в соседних синклиналях разрез полный и между породами юры и неокома не наблюдается несогласия, установленного на сводах, где оно достигает максимально 40°, обычно же бывает меньшим.

По восточному окончанию Большой Балхан периклинально погружается и быстро затухает. На западе, именно там, где ширина антиклинали становится максимальной, происходит погружение пород, составляющих срединную ее часть и южное крыло, тогда как северное крыло тянется до Белека.

Крупные регионально выдержанные разломы в пределах Большого Балхана не известны. Некоторое исключение составляют крайние западные районы северного крыла, где между твердыми породами мальма —

неокома внешней части крыла и сланцево-песчаниковой толщей догтерг внутренней его части имеются продольные разломы, протяжением по нескольку километров, значительной амплитуды (до 1—1,5 км). Небольшие, преимущественно тоже продольные разломы, установлены на некоторых участках Большого Балхана — как в его ядре, так и по южному крылу.

После перерыва в районе Белека мезозойские формации вновь обнажаются вблизи Красноводска. Здесь на поверхность выходят ядро и северное крыло крупной антиклинальной структуры Куба-Даг. В ядерной части антиклинали обнажаются уже описанные изверженные породы, развитые на п-вах Шах-Адам и Уфра. К северу, отделяясь от последних разломом, залегают круто падающие, иногда стоящие на головах известняки мальма и неокома. Севернее углы падения выполаживаются. Нижнемеловые породы несогласно перекрываются полого падающими на север акчагыльскими отложениями.

Относительно красноводского разлома имеются различные точки зрения. Как известно, подробно описавший его Н. П. Луппов был очень осторожен в оценке амплитуды и возможности продолжения разлома на восток. Несмотря на это, некоторые позднейшие исследователи (Горшков, 1947) считали амплитуду разлома весьма значительной. Они совершенно произвольно связывали с ним даже очаг Красноводского землетрясения и полагали разлом важным элементом структуры северо-западной Туркмении, намечая его продолжение далеко к востоку от Красноводска вплоть до Большого Балхана. Наблюдения Б. А. Петрушевского также указывают на очень небольшую амплитуду этого разлома. Непосредственно разлом не виден, так как контакт изверженных пород и известняков мальма нигде не обнажается, но местами ширина закрытой полосы ничтожно мала (кое-где всего 1—2 м). Тем не менее даже в этих пунктах коренные породы, прилегающие к осыпям, закрывающим линию разлома, не являются брекчированными, раздробленными или повышенно трещиноватыми. Этот красноводский разрыв, конечно, не имеет ничего общего с расположенным южнее глубинным крупным разломом, отграничивающим Большебалхано-Кубадагский антиклинорий от Закаспийской впадины.

Для суждения о принадлежности Большого Балхана и Куба-Дага к единой крупной структуре имеется много данных. Оба они составляют продолжение один другого — осевые части их приходятся примерно на одну широту. По типу разреза и общей морфологии структуры обе антиклинали довольно сходны. В промежуточном между ними пространстве расположен о-в Даг-Ада, на котором выходят порфириды красноводского типа, трансгрессивно, с базальным конгломератом в основании перекрываемые песчаниками мальма, падающими на север под углом около 10° . Остров находится как-раз в осевой части предполагаемой единой структуры (в той ее зоне, которая в целом опущена). Наконец, оба эти района характеризуются сходными гравитационными и магнитными аномалиями, резко отличаясь в этом отношении от соседней территории Закаспийской впадины. По границе с последней, т. е. по южному склону описываемой полосы, проходит полоса максимального сгущения изоаномал, отделяющая отрицательное гравитационное поле Закаспийской впадины от положительного поля Куба-Дага и Большого Балхана.

Все это позволяет считать, что обе рассматриваемые структуры составляют единое сложное антиклинальное образование типа антиклинория. Как известно, вывод об отнесении Большого Балхана и Куба-Дага к единой антиклинальной структуре уже делался многими геологами (Н. П. Лупповым, М. В. Муратовым, Ю. Н. Годиным, Б. А. Петрушевским, В. Ф. Соловьевым и др.).

ЗАКАСПИЙСКАЯ ВПАДИНА

В пределах Закаспийской низменности (включая и зарубежную часть) преимущественно на основании геофизических данных выделяют несколько крупных структурных единиц.

Юго-восточная часть низменности занята доходящими сюда складками Копетдагского мегантиклинория, трансгрессивно перекрытыми плиоценовыми и четвертичными отложениями. Территория к востоку от развалин Мессериана, характеризующаяся неглубоким залеганием интенсивно дислоцированных меловых отложений, которые покрыты сравнительно маломощными акчагыл-апшеронскими и четвертичными породами общей мощностью порядка 500—1000 м, принципиально отличается от всей остальной глубоко опущенной части впадины. Собственно Закаспийская впадина начинается западнее, где мощность плиоценовых и четвертичных отложений достигает 3—4 км, а кровля мела, по данным сейсморазведки, расположена на глубинах до 6—8 км, т. е. вдвое превышающих глубины Предкопетдагского прогиба.

В пределах глубоко опущенной Закаспийской впадины может быть выделено несколько крупных структурных единиц. На одной из них мы уже останавливались — это Шахманский неогеновый прогиб, который можно рассматривать в качестве передового прогиба, развившегося к северо-западу от погруженных сейчас складок Мессериан-Ходжакалинской зоны. Далее Закаспийскую впадину следует подразделить на три наиболее крупные тектонические единицы: Прибалханскую депрессию, Кеймиро-Чикишлярский древний глубоко опущенный массив и Северо-Эльбурсский передовой прогиб.

Северную часть Закаспийской впадины занимает Прибалханская впадина, граничащая на севере с Кубадаг-Большебалханским антиклинорием, а на востоке — со складчатыми структурами западного Копет-Дага. Южная граница ее вырисовывается по геофизическим данным: она ограничивает с юга область наиболее крупных отрицательных значений силы тяжести, нарастающих к центру впадины; область крупных отрицательных аномалий силы тяжести вытянута с ЮВ на СЗ на расстояние свыше 200 км и имеет резко асимметричное строение. В северной части к югу от Большого Балхана наблюдается резкое изменение значений силы тяжести: на расстоянии 15—20 км они изменяются начиная от нулевых величин в сторону отрицательных значений до нескольких десятков *мгл.*; наоборот в южном направлении они постепенно возрастают. На юго-востоке, с приближением к западному Копет-Дагу, наблюдается замыкание минимума силы тяжести. К северо-западу прибалханский минимум продолжается в сторону Каспийского моря, хотя значения силы тяжести по отношению к центральной части Прибалханской депрессии несколько возрастают.

По материалам глубинного сейсмического зондирования, произведенного Геофизическим институтом АН СССР (Косминская и Тулина, 1957), палеозойский фундамент в восточной части Прибалханской впадины находится на глубине 14 км, резко поднимаясь в сторону Большого Балхана и более постепенно — по направлению к западному Копет-Дагу.

О строении более высоких горизонтов Прибалханской депрессии можно судить по рис. 4 и 6. На основе стратоизогипс, проведенных как по кровле мела, так особенно по кровле красноцветной свиты среднего плиоцена, Прибалханскую депрессию делят на две впадины — Келькорскую и Кизылкумскую, разделенные относительно приподнятой зоной, в пределах которой развиты так называемые Прибалханские неогеновые структуры. Келькорский прогиб представляет лишь восточную из ряда впадин, уходящих полосой в Каспийское море. В Каспий-

ское море в направлении ЗСЗ протягивается и зона Прибалханских структур, что установлено В. Ф. Соловьевым (1956) при изучении морского дна. Наиболее крупные из прибалханских структур (с запада на восток) — Челекенская, Котуртепинская, Монжуклинская, Небитдагская, Кумдагская, Бядагская и Сыртыяйлинская. Котуртепинская структура на поверхности не выражена, — она установлена в результате геофизических работ. В ядрах наиболее крупных складок на поверхность выходят породы красноцветной свиты среднего плиоцена. В большинстве же складки сложены породами акчагыла и апшерона. На крыльях обнажены осадки бакинского яруса и более высоких горизонтов четвертичной системы. Отличительная особенность указанных складок — чрезвычайная многочисленность разломов, пересекающих все породы, до среднетвертичных включительно. Амплитуда разломов невелика: для большинства из них она составляет метры, реже — несколько десятков метров; разрывы с амплитудой в сотни метров редки. Максимальный из разломов с перемещением до 700—800 м известен на куполе Монжукулы. Установлено, что в большинстве случаев амплитуда разрывов уменьшается от свода структуры к ее крыльям, где разрывы нередко полностью затухают.

Иная гравиметрическая картина характеризует центральную часть Закаспийской впадины. Здесь наблюдается широкое поле относительного гравитационного максимума (Кеймиро-Чикишлярского), напоминающее в плане крупный прямоугольник; северная граница проходит приблизительно по широте $38^{\circ}20'$, южная — несколько севернее государственной границы, восточная — по меридиану $54^{\circ}30'$. На запад этот «прямоугольник» продолжается в пределы Каспийского моря. От его северо-восточного угла в виде структурного носа отделяется локальный Аладагский максимум силы тяжести, соответствующий Мессериан-Ходжакалинской зоне.

По данным сейсморазведки, рыхлые третичные и четвертичные отложения прослежены здесь до глубин порядка 6—7 км. Ниже залегают слабо дислоцированные сильно сокращенные в мощности мезозойские отложения, под которыми, согласно расчетам Ю. Н. Година, расположен палеозойский фундамент. Строение Кеймиро-Чикишлярского района, при котором внизу имеется древний фундамент, а выше — покров, лежащий горизонтально или местами образующий очень пологие и широкие изгибы, напоминает строение платформы. Особенностью этого района являются значительные мощности верхнего структурного этажа, достигающие 6—8 км, местами, может быть, и более. Отсутствие в Кеймиро-Чикишлярском районе меловой, палеогеновой и особенно неогеновой складчатости указывает на принципиальное отличие этого участка от других структур рассматриваемой территории. Это отчетливо видно хотя бы при сравнении Мессериан-Кизылатрекского и Кеймиро-Чикишлярского районов. В первом мезозойские отложения находятся на глубине 500 м от поверхности, однако здесь отмечен значительный минимум силы тяжести. В Кеймиро-Чикишлярском районе, наоборот, мезозойские породы залегают на глубинах 6—8 км, а значения силы тяжести возрастают. Таким образом, существенные отличия в строении указанных двух зон выражаются в различном строении не только верхних, но и глубинных горизонтов земной коры. Это указывает на наличие здесь двух принципиально различных по своему происхождению структур.

В верхних (неогеновых) горизонтах Кеймиро-Чикишлярского района развиты брахиантиклинальные складки, вытянутые в субмеридиональном направлении. Они существенно отличаются от Прибалханских складок. Это более крупные и пологие брахиантиклиналы, разделенные равновеликими им синклиналями, образующие в целом крупную тектоническую зону меридионального направления. Морфологию их отражают

изолинии, проведенные по опорному сейсмическому горизонту в кровле красноцветной свиты (см. рис. 6).

К югу от Кеймиро-Чикишлярского района, вблизи государственной границы, наблюдается новое уменьшение значений силы тяжести по сравнению с более северными районами, что указывает на приближение к Эльбурсскому прогибу. Электроразведочные работы выявляют синклинальное строение Горганской депрессии. Она имеет асимметричную форму. Ось ее проходит через Бендер-Шах, Пехлави-Деш и далее — в широтном направлении. Южный, очень крутой, борт депрессии тянется вдоль предгорий Эльбурса. О существовании здесь впадины свидетельствуют и весьма значительные мощности неогеновых и четвертичных отложений. Скважина, пробуренная в районе Бендер-Шаха (вблизи Горгана), прошла 1200 м по четвертичным отложениям и только на этой глубине вошла в апшерон. Все эти данные, равно как и соображения общего характера, позволяют предположить существование в южной части Закаспийской впадины крупного прогиба, который следует рассматривать как передовой прогиб Эльбурса.

Итак, Закаспийская впадина представляет собой гетерогенное образование. Юго-восточная часть впадины занята погруженными складками Копет-Дага. В пределах глубоко опущенной ее части можно выделить более погруженные Прибалханскую депрессию и Северо-Эльбурский прогиб. Центральную часть Закаспийской впадины следует рассматривать в качестве своеобразного срединного массива, имеющего такое же двухъярусное строение, как и платформы: внизу — палеозойское (или домеловое) интенсивно дислоцированное основание, выше — горизонтально лежащие слои покрова. Отличие заключается только в значительных мощностях неогеновых отложений, указывающих на недавние крупные опускания этой структуры.

ЗАУЗБОЙСКИЙ ДИСЛОЦИРОВАННЫЙ РАЙОН

К северу от Туркмено-Хорасанских гор и Большого Балхана обнажаются крупные и очень пологие складки, которые мы объединяем под названием Заузбойского дислоцированного района.

В Туаркырском районе складки сложены юрскими и нижнемеловыми породами. В соседних районах наиболее древними обнажающимися отложениями являются верхнемеловые; шире распространены третичные (неогеновые) породы, структурные формы в которых устанавливаются преимущественно картированием. Ориентировка структур обычно северо-западная, сменяющаяся на западе (побережье Кара-Богаз-Гола, северная часть Красноводского района) более близкой к широтной.

Туаркырские складки представляют широкие, спокойные антиклинали и синклинали. Слои на их крыльях наклонены под углом от нескольких градусов до $10-15^\circ$, изредка до $25-30^\circ$ и лишь в отдельных пунктах до $35-40^\circ$. Максимальные наклоны наблюдаются в породах юры и нижнего мела, а в более высоких слоях они часто даже не могут быть замерены компасом.

На фоне этих спокойных дислокаций выделяется участок развития доюрских пород Туаркырской антиклинали (с углами падения до 90°), принадлежащих нижнему структурному этажу платформы.

Туаркыро-Карабогазская система складок является сложной антиклинальной платформенной структурой типа мегантиклинали. Она погружается к юго-востоку и по гравитационным аномалиям может быть прослежена на значительное расстояние после видимого окончания ее. (Широтный отрезок Узбоя на Бургунском участке, принимаемый

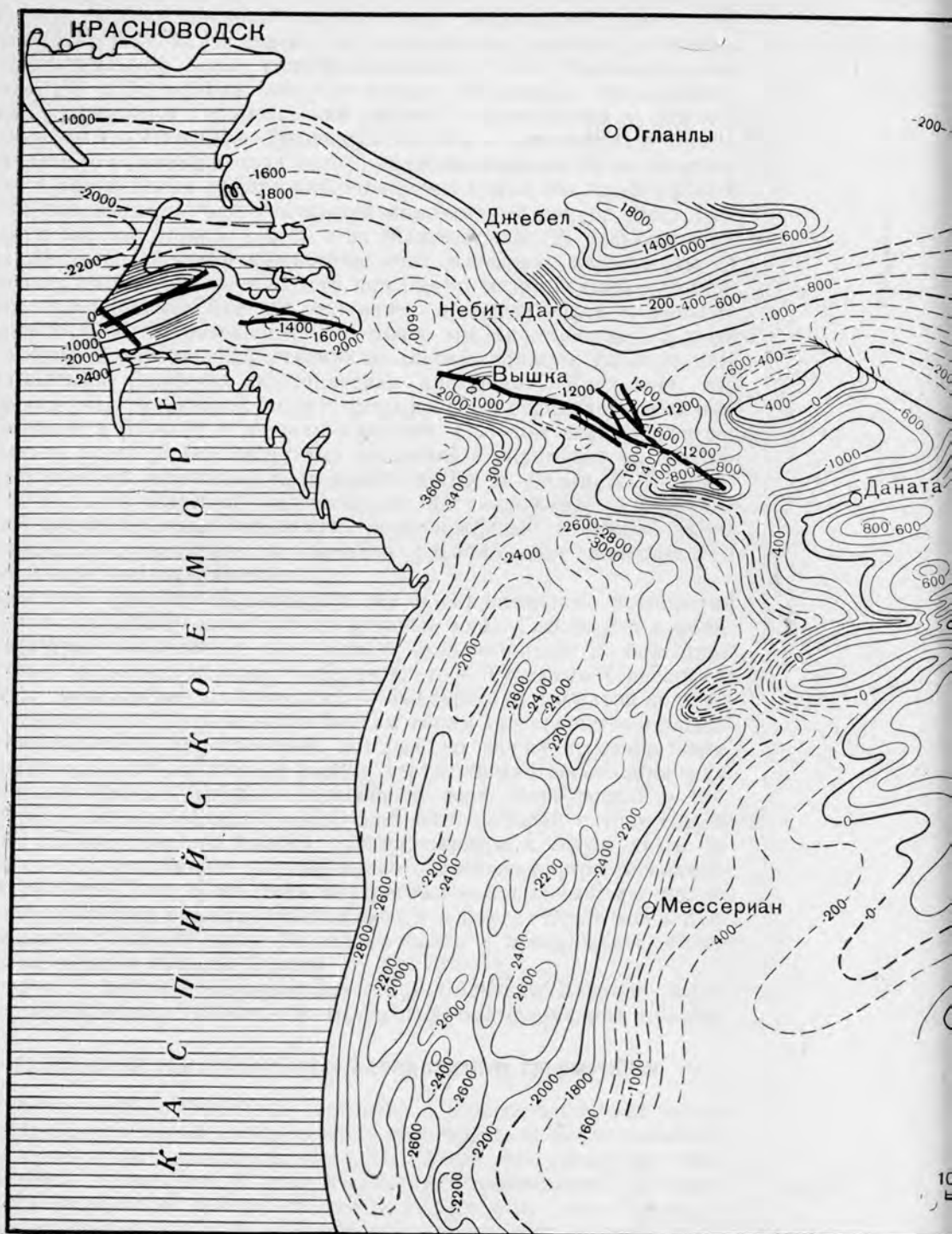


Рис. 6. Схема, иллюстрирующая суммарный результат движений в течение верхнего

Составлена Ю. Н. Годиным и И. А.



ный результат движений в течение верхнего плиоцена — четвертичного времени (структура плиоцен-четверт:

Составлена Ю. Н. Годиным и И. А. Резановым (1955 г.)



— четвертичного времени (структура плиоцен-четвертичного возраста)
 (1955 г.)

некоторыми геологами за южную границу платформы в этом районе, в действительности не отвечает какому-либо структурному элементу). Северное и северо-западное ограничения Туаркыро-Карабогазской мегантиклинали неясны. На севере она, по-видимому, затухает в направлении синклинальной зоны, сопровождающей с юга Мангышлацкие поднятия. На северо-запад мегантиклиналь, возможно, продолжается далеко, уходя через Карабогазский залив в Каспийское море. Восточнее выделяется меньшая — Гокленкуюсинская — антиклиналь, после своего видимого окончания тоже далеко продолжающаяся на юго-восток.

Итак, в Заузбойском районе наблюдаются сложно дислоцированный доюрский фундамент и полого лежащий маломощный покров. Достаточно близкую картину можно видеть и на Мангышлаке, где сильно дислоцированные палеозойские и нижнетриасовые отложения перекрываются относительно маломощными и полого лежащими мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Все это позволяет присоединиться к недавно высказанной М. В. Муратовым (1956) точке зрения относительно того, что к северу от альпийской геосинклинальной области расположена так называемая Скифская эпитриасовая платформа. Возможно, что туркменский участок Скифской платформы испытал существенное складкообразование и раньше, в нижнем палеозое. Об этом свидетельствует несовпадение простираций магнитных аномалий с видимыми на поверхности структурами. Некоторые исследователи (Ю. Н. Годин, А. Т. Донабедов, Б. А. Петрушевский) высказывают предположение о том, что огромный гравитационный максимум, расположенный в южной части Кара-Богаз-Гола, указывает на близкое расположение каледонского или докембрийского фундамента.

В пределах Туркмено-Хорасанских гор и окружающих территорий выделяются следующие основные структурные зоны. Собственно альпийские структуры, обладающие интенсивной складчатостью и большими мощностями отложений мезозоя и кайнозоя, это — Туркмено-Хорасанские горы и их продолжение на юго-запад — Эльбурсский мегантиклинорий. На северо-западе к Туркмено-Хорасанским горам причленяется Большебалхано-Кубадагский антиклинорий, который по своему строению занимает промежуточное положение между структурами геосинклинальной области и платформы. Туркмено-Хорасанские горы, Эльбурсский мегантиклинорий и Большебалхано-Кубадагский антиклинорий с трех сторон окружают впадину южного Каспия, принадлежащую к структурным образованиям типа срединного платформенного массива внутри геосинклинальной области. Такого же типа внутригеосинклинальный массив, но значительно больших размеров расположен и к югу от Эльбурса и Ала-Дага, занимая основную часть Иранского плато и продолжаясь, по-видимому, на запад в пределы Турции.

К северу от Туркмено-Хорасанских гор и Большого Балхана расположена эпигерцинская, точнее — эпитриасовая платформенная область.

О ГЛУБИННОЙ ТЕКТЕНИКЕ РАССМАТРИВАЕМОЙ ТЕРРИТОРИИ

Для правильной расшифровки тектоники и в особенности при изучении геологических условий возникновения землетрясений исключительное значение имеют наши представления о глубинном геологическом строении изучаемой территории. В этом отношении Туркменская ССР находится в благоприятном положении: здесь в последние годы проведен комплекс различных исследований, давших чрезвычайно ценный материал. Изучение обменных продольно-поперечных волн слабых местных землетрясений позволило С. С. Андрееву (1953) определить для района Большого Балхана и западного Копет-Дага глубины залегания палео-

зойского фундамента, «базальтового» слоя и нижней границы земной коры.

Тем же методом Д. Н. Рустановичем (1957) установлены глубины залегания палеозойских отложений в ашхабадском участке Предкопетдагского прогиба. Чрезвычайно интересные данные о глубинном строении западной Туркмении получены в результате проведенного глубинного сейсмического зондирования (Косминская и Тулина, 1957). Комплексная обработка всех геофизических данных с целью изучения глубинного строения проведена Ю. Н. Годиным (1957). В настоящем разделе излагаются лишь некоторые результаты этих исследований и геологические выводы, которые можно сделать из имеющихся материалов.

Строение палеозойского фундамента

Карта высотного положения палеозойского фундамента, составленная И. П. Косминской и др. (1957, рис. 10) для Балханского коридора, Малого Балхана, Данатинского коридора и части Предкопетдагского прогиба в районе Искандера — Кызыл-Арвата, показывает, что структура поверхности палеозоя в общем соответствует основным структурным единицам, видимым на поверхности. Данные сейсмического зондирования достаточно хорошо совпадают с составленной ранее Б. А. Петрушевским на основании геологических материалов схемой высотного положения кровли докембрийского фундамента. Различие заключается лишь в том, что, по данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) такие антиклинальные структуры, как, например, Малый Балхан, выражены в палеозое значительно слабее, чем это предполагалось ранее, а ось его смещена к северо-западу. В то же время ГСЗ обнаруживает и ряд особенностей залегания палеозоя, ранее нам не известных. Очень интересна в этом отношении перемычка в виде седловины, отделяющая Данатинский прогиб от Закаспийской впадины. По-видимому, здесь имеется какая-то глубинная структура юго-восточного простирания, что еще лучше видно по более глубоким горизонтам (см. Косминская и Тулина, 1957). Второе, на что хотелось бы обратить внимание, это поведение изолиний палеозойского фундамента в районе Искандера. Здесь в месте выхода в прогиб сложно построенной синклинальной Эзет-Карагезской зоны и резкого погружения оси антиклинали Передового хребта наблюдается также погружение палеозойского фундамента. Таким образом, установленные особенности геологического строения этой зоны находят свое отражение и в более глубоких горизонтах.

По данным ГСЗ, передовой прогиб по кровле палеозоя представляет симметричную синклиналь шириной около 15 км, ось которой смещена к юго-западу по отношению к оси прогиба в мезозойских отложениях. Палеозой залегает здесь на глубинах 8—8,5 км. В юго-восточном направлении по простиранию прогиба поверхность палеозоя постепенно понижается до 9—10 км. Это подтверждается и исследованиями Д. Н. Рустановича (1957), который определяет глубину палеозойского фундамента в ашхабадском участке прогиба в 10 км. Выше он выделяет слой с пониженными скоростями сейсмических волн мощностью порядка 2 км, который может соответствовать нижней, а возможно, и средней юре¹, так как еще выше залегает хорошо отбиваемая сейсморазведкой толща известняков верхней юры и неокома. Небольшие скорости сейсмических волн позволяют предположить, что юра, как и в более южных районах—

¹ В некоторых районах южной части Колетдагского мегантиклинория (верховья р. Горган, перевал Муздеран) средняя юра отсутствует, что позволяет считать более вероятным наличие в Ашхабадском районе нижней юры.

в Биналуде, равно как и на Большом Балхане, представлена песчано-глинистыми породами (не известняками).

Данные ГСЗ обнаруживают существенные отличия в строении палеозойского фундамента в передовом прогибе, с одной стороны, и в Балханских коридорах — с другой. В Предкопетдагском прогибе под мезозоем залегают крутопадающие породы, в которых не имеется каких-либо протяженных, близких к горизонтальным границ раздела. Это свидетельствует скорее всего о том, что здесь мы имеем дело с верхнепалеозойским фундаментом, складкообразование которого непосредственно предшествовало отложению мезозоя. Иная картина наблюдается в Балханских коридорах, где ниже границы, соответствующей кровле палеозоя, расположен еще ряд других сейсмических границ раздела, близких к горизонтальным. Следовательно, в этом районе верхний этаж палеозойского фундамента залегает очень полого, т. е. слабо дислоцирован, что может указывать лишь на то, что здесь речь идет не о герцинском, а о более древнем, вероятно, каледонском, фундаменте, лежащие же на нем породы верхнего палеозоя оказались почти не дислоцированными.

Предположение о наличии здесь каледонской структуры юго-восточного простирания было высказано Б. А. Петрушевским на основании различного соотношения между древним и современным планами. Данные ГСЗ существенно подкрепляют высказанные предположения. В пользу именно юго-восточного простирания этой древней структуры свидетельствует наличие упоминавшейся выше перемычки юго-восточного простирания, отделяющей Данатинский коридор от Закаспийской впадины. Новое подтверждение этому мы находим в данных по более глубокому горизонту, по-видимому, соответствующему кровле докембрия. Здесь на глубинах 14—18 км к югу от Малого Балхана четко прослеживается юго-восточное простирание.

Юго-восточное простирание имеет и установленная магнитометрическими исследованиями положительная магнитная аномалия, тянущаяся с Красноводского полуострова, пересекающая под углом антиклиналь Большого Балхана и продолжающаяся вдоль северного склона Предкопетдагского прогиба. Возмущающие массы этой аномалии, согласно расчетам Ю. Н. Година, находятся на глубинах порядка 10 км, т. е. в палеозое. Эта линейно вытянутая аномалия, очевидно, соответствует крупному тектоническому шву, выполненному еще в палеозое высокомагнитными изверженными породами.

О строении глубоких горизонтов коры

Перейдем теперь к рассмотрению наиболее глубокой границы раздела, соответствующей подошве земной коры, — поверхности Мохоровичича. По данным ГСЗ, эта поверхность залегает на глубине менее 30 км в районе Большого Балхана и на глубине свыше 40 км в Прибалханской депрессии (рис. 7). Переходная зона от Большого Балхана к Прибалханской депрессии характеризуется резким погружением границы Мохоровичича. Ее рельеф хорошо согласуется с характером гравитационного поля. Положительным аномалиям силы тяжести соответствуют малые мощности земной коры, отрицательным — большие. Участки с залеганием земной коры глубже 40 км распространяются и на район Малого Балхана. По-видимому, крупные прогибания земной коры в Прибалханской депрессии захватили и этот район.

Согласно расчетам Ю. Н. Година, меньшая мощность земной коры по сравнению с Прибалханской депрессией должна приходиться на южную часть Закаспийской впадины — Кеймиро-Чикишлярский район, где наблюдается относительный максимум силы тяжести. Интересно, что

в направлении к этому району, по данным ГСЗ, наблюдается резкое сокращение мощностей отложений палеозоя (с 10 до 3 км); это подтверждает высказанное Ю. Н. Годиным мнение о том, что в Кеймиро-Чикишлярском районе под мезозойскими отложениями находится каледонский или докембрийский фундамент. Ю. Н. Годин предполагает, что наибольшая мощность земной коры (до 50 км) приурочена к относительно узкому прогибу, соответствующему Прибалханской депрессии и протя-

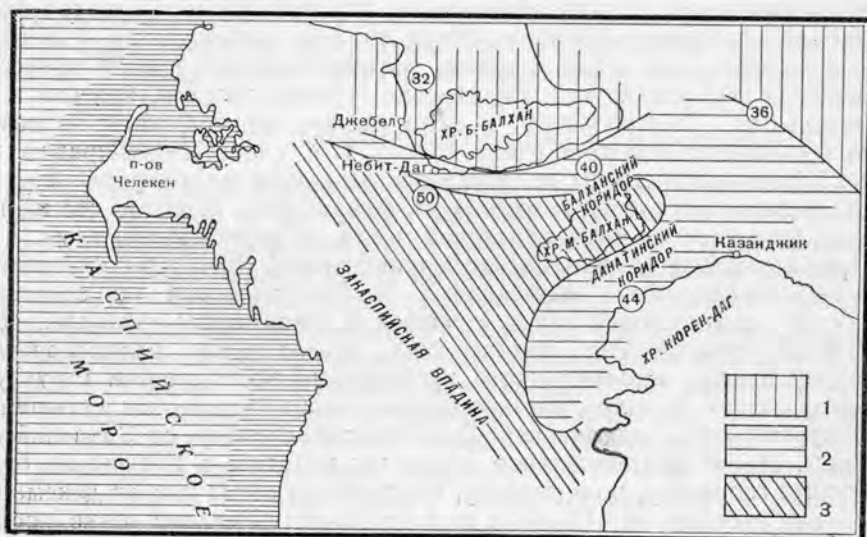


Рис. 7. Мощность земной коры по данным глубинного сейсмического зондирования (по Косминской и Тулиной, 1957)

1 — мощность менее 30 км; 2 — мощность 30—40 км; 3 — мощность более 40 км; цифрами в кружках показана мощность в отдельных точках (По С. С. Андрееву, 1953)

гивающемуся далее в центральную часть Каспийского моря, которая характеризуется огромными величинами отрицательных аномалий силы тяжести. В платформенной части, на Краснодарском полуострове и севернее, мощность земной коры, по Г. А. Гамбурцеву, Ю. Н. Годину и др., не превышает 30 км.

Дополнительные данные о строении земной коры получены в результате сейсмологических наблюдений. Так по данным корреляционного метода (КМИЗ), эпицентры слабых землетрясений располагаются полосой вдоль южного ограничения Большебалхано-Кубадагского антиклинория на месте резкого изменения гравиметрического поля и крутого погружения поверхности Мохоровичича (Гамбурцев и Гальперин, 1956). Это указывает на существование здесь структурного шва, проходящего до подошвы земной коры (эпицентры расположены вплоть до поверхности Мохоровичича). По данным С. С. Андреева (1953), эпицентры образуют зону, падающую под Большой Балхан, что говорит о наклонной поверхности этого шва (см. ниже рис. 80). Вторая группа эпицентров, определенных КМИЗ, вытянута полосой в юго-восточном направлении от Малого Балхана, совпадая с простиранием выявленной здесь ГСЗ глубинной структурой.

Эпицентры землетрясений, зарегистрированные временными сейсмическими станциями, расположены широкой зоной юго-восточного простираения в пределах предполагаемой древней структуры каледонского возраста, на что в свое время обратил внимание С. С. Андреев. Подробнее

о связях сейсмических явлений с геологическими структурами будет сказано ниже.

Итак, основные структурные единицы Туркмении характеризуются различным глубинным строением, иногда не соответствующим строению верхнего этажа. В пределах платформенной части (район Красноводска — Кара-Богаз-Гола — Туаркыра) установлены минимальные мощности земной коры — менее 30 км. Расчеты Ю. Н. Година показывают, что здесь залегает на небольшой глубине древний (возможно, докембрийский) фундамент. Прибалханская депрессия характеризуется резким погружением поверхности Мохоровичича и большими мощностями отложений палеозоя, мезозоя и кайнозоя. В Кеймиро-Чикишлярском районе наблюдаются новое сокращение мощности земной коры и резкое сокращение мощностей палеозойских отложений (а также, вероятно, мезозойских). Вся совокупность фактов свидетельствует в пользу существования древней (по-видимому, каледонской) структуры, тянувшейся через Большой Балхан, Малый Балхан и далее в юго-восточном направлении. Такое простираание палеозойских структур и предопределило возникновение характерного для западного Копет-Дага северо-западного простираания. Внутренние районы Копет-Дага характеризуются, очевидно, некоторым увеличением мощности земной коры по сравнению с более северными районами.

Хотя сведения о глубинном строении относятся не ко всей территории, однако они характеризуют глубокие горизонты двух наиболее сейсмически активных районов — Балханского и Ашхабадского, особенно первого. Это позволяет увереннее подходить к объяснению сейсмогеологии этих районов, так как теперь уже сложились определенные представления о строении именно тех горизонтов земной коры, в пределах которых возникают землетрясения.

РАИОНИРОВАНИЕ ТУРКМЕНО-ХОРАСАНСКИХ ГОР ПО ТИПАМ СКЛАДЧАТОСТИ

В настоящем разделе предлагается схема тектонического районирования Туркмено-Хорасанских гор по типам складчатости, т. е. схема морфологии и интенсивности дислокаций. Подобные схемы, основанные на выделении разнотипной складчатости, уже составлялись для территории Кавказа. Так, на схеме В. В. Белоусова (1954₁) показаны области распространения полной, промежуточной и прерывистой складчатости. Значительно более подробная схема с попыткой изобразить всё разнообразие типов складчатости опубликована А. А. Сорским и И. В. Кирилловой (1955). На предлагаемой схеме морфологические типы выделены приблизительно по тому же принципу, что и в последней из названных работ.

Схема составлена для территории Копетдагского мегантиклинория и частично захватывает северное крыло Аладаг-Биналудского. В пределы схемы попадают также большая часть Закаспийской впадины, Большебалхано-Кубадагский антиклинорий и Туаркырская мегантиклиналь. Наиболее подробно и обоснованно в схеме отражена советская часть территории.

Хотя схема и не захватывает всей системы Туркмено-Хорасанских гор, но на ней отображено хорошо развитое северное крыло этой крупнейшей структурной единицы, что позволяет проследить соотношение различных типов складчатости — от центральной части гор до Закаспийской впадины и Предкопетдагского передового прогиба.

На схеме выделены следующие зоны (рис. 8).

1. Зона глыбово-складчатой тектоники, занимающая осевую часть Аладагского антиклинория, сложена в значительной степени породами палеозоя, дислоцированными в доальпийские эпохи складкообразования. В альпийскую эпоху в основном происходило раскалывание на блоки.

Эта зона выделена условно, так как данные о ее строении весьма ограничены. Из работ Л. С. Либровича (1918—1921) и Ф. Клаппа (Clapp, 1940) известно, что центральные части Восточно-Эльбурского и Центрально-Аладагского антиклинориев сложены девонскими и каменноугольными породами; в альпийское время они испытали интенсивные поднятия и были разбиты как продольными, так и особенно поперечными разломами, которые Клапп показывает очень широко, притом в пределах не только палеозойских структур, но и мезозойских.

2. Зона развития сильно сжатых дисгармоничных складок, нередко с тенденцией к опрокидыванию, с разрывами на крыльях и надвигами по ним, образована известняками юрского и мелового возраста.

Эта зона, тоже выделяемая довольно условно, по данным Л. С. Либровича и П. И. Калугина, развита на северных крыльях Аладаг-Биналудского мегантиклинория, в том числе в пределах антиклинальных структур Мульгазарского антиклинория. Зона характеризуется сильным смятием пластов, в которых нередко наблюдается интенсивная складчатость второго порядка, выраженная преимущественно лежащими, опрокинутыми, косыми, а также веерообразными складками. Разрывы развиты здесь значительно шире, чем в Копетдагском мегантиклинории.

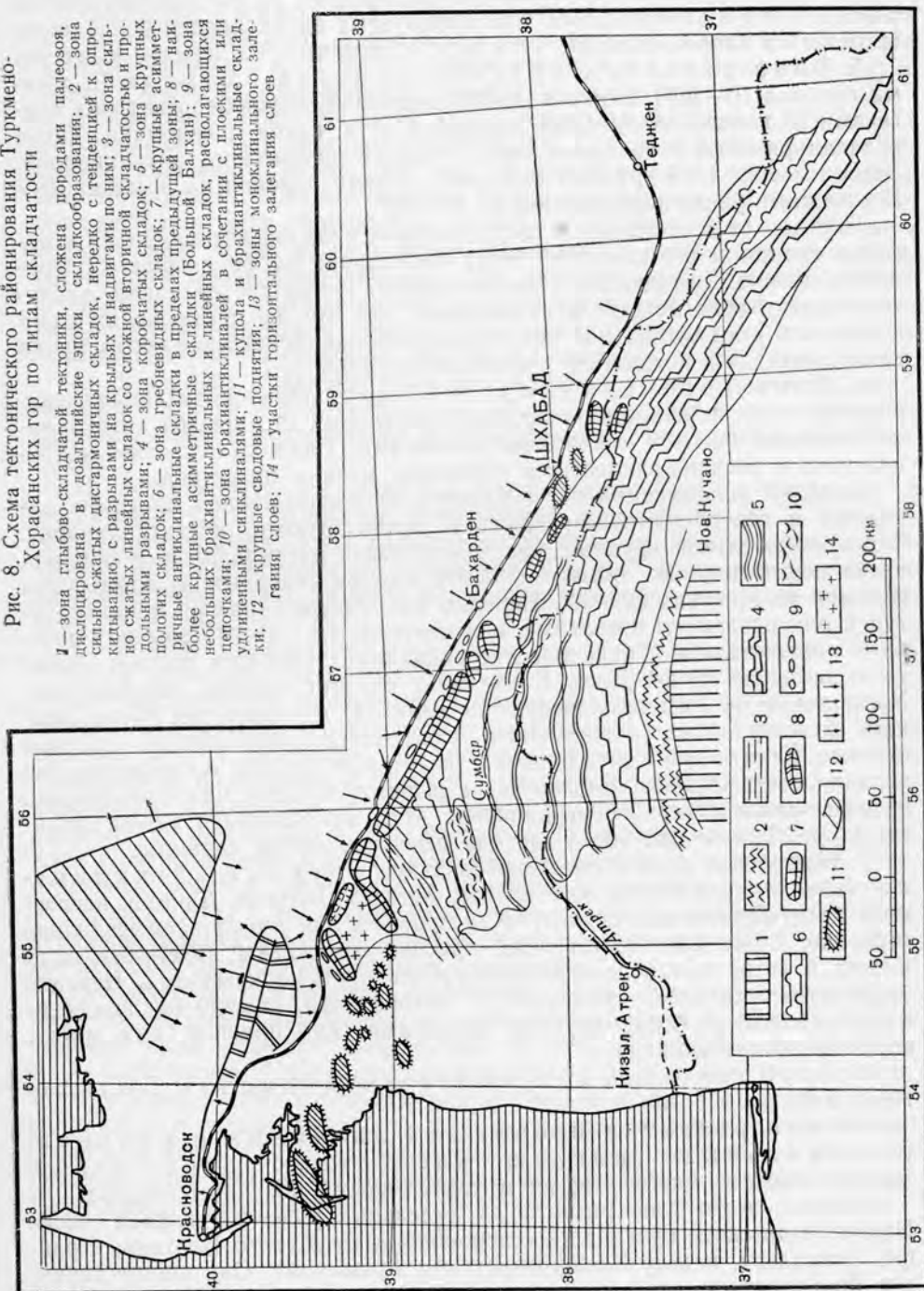
3. Зона развития сильно сжатых линейных складок значительной протяженности (20—30 км), со сложной вторичной складчатостью и продольными разрывами большой амплитуды выполнена глинистыми породами палеогена и акчагыла и известняково-песчаными породами миоцена.

Такой тип складчатости наблюдается в пределах Эзет-Карагезской зоны западного Копет-Дага. По наблюдениям Б. А. Петрушевского и автора, здесь развиты линейно выдержанные асимметричные складки с крутыми надвигами и сбросами, на фоне которых проявлена более мелкая складчатость с запрокинутыми слоями и обратными падениями. Полностью разобраться в строении этой зоны не удалось.

4. Зона коробчатых (сундучных) складок характеризуется пологими сводами и крутыми, нередко запрокинутыми крыльями, часто осложненными разрывами. Складки сложены в основном мощной 2-километровой толщей плотных известняков верхней юры и неокома, в меньшей степени — песчано-глинистыми породами апта и альба.

Этот тип складчатости распространен чрезвычайно широко. Сюда относятся складки, развитые в пределах большей части Южно-Копетдагского антиклинория, а именно — в его восточной и центральной частях, и только на северо-западе антиклинория они по простиранию переходят в крупные и очень пологие складки. Как правило, это складки больших размеров, достигающие в ширину 10—15 км при протяженности иногда до 100 км, или более короткие (20—30 км) и образующие антиклинальную цепь с резким воздыманием и «нырянием» шарнира. Своды антиклиналей обычно уплощены и либо имеют почти горизонтальное положение, либо наклонены под углом 10—30° к северу или к югу. Переход от пологого свода к крутому крылу очень резкий. В местах перегиба нередко возникают разломы, сопровождающиеся надвиганием, обычно небольшой амплитуды, однако иногда она достигает нескольких сотен метров и больше (такие разрывы, по В. П. Мирошниченко, наиболее

Рис. 8. Схема тектонического районирования Туркмено-Хорасанских гор по типам складчатости



широко развиты в восточной части антиклинория). Крылья складок очень крутые ($60-90^\circ$); встречаются и обратные падения. Антиклинальные складки разделены равновеликими синклиналями. П. И. Калугин (1956) отмечает, что в южных цепях этих коробчатых антиклиналей более часто встречается запрокидывание их к югу, в северных же цепях — к северу.

5. Зона развития крупных пологих складок (с углами падения $10-20^\circ$) сложена преимущественно верхнебарремскими мергелями и песчано-глинистыми породами апта, альба и сеномана. Такие складки развиты в западной части Южно-Копетдагского антиклинория. Здесь имеется 4—5 крупных складок с углами падения на крыльях $10-15^\circ$, местами увеличивающимися до $30-40^\circ$.

Переход от коробчатых и веерообразных складок антиклинория к пологим складкам его западной части происходит на фоне общего погружения Южно-Копетдагского антиклинория. Наблюдается также увеличение расстояния между антиклиналями при том же примерно их количестве, что и в центральной части антиклинория, вследствие чего ширина последнего здесь возрастает в полтора-два раза.

6. Зона гребневидных складок (узкие антиклинали, широкие плоские синклинали) характеризуется тем, что крылья антиклиналей нередко бывают осложнены надвигами. Складки сложены карбонатными и песчано-глинистыми породами мела и палеогена.

Складки описываемой зоны развиты преимущественно на северо-западном и северо-восточном крыльях Копетдагского мегантиклинория. Здесь имеются как крупные, так и небольшие антиклинальные складки, часто асимметричные, обычно с более крутым северным крылом; углы падения на крыльях $20-60^\circ$. Нередко им присущ характер брахиструктур и они разделены широкими, а в центральной части обычно плоскими синклиналями. Такие плоские синклинали наиболее широко развиты в западном Копет-Даге. К их числу следует отнести Данатинскую, Узекдагскую и Ходжакалинскую синклинали, а также ряд более мелких. В северной части восточного Копет-Дага расположены крупная плоская Келятинская синкираль и некоторые другие. Антиклинальные складки часто бывают осложнены разрывами, которые наиболее широко развиты вдоль северного ограничения этих антиклиналей вдоль границы с предгорным прогибом, где они имеют характер надвигов.

7. В пределах зоны 6 на схеме показаны крупные антиклинали (антиклиналь Передового хребта, Малого Балхана, Данаты, восточного Копет-Дага и ряд других). Как правило, они имеют асимметричное строение, более крутые крылья, осложнены надвигами, хотя иногда и встречаются складки с крутыми южными крыльями. Нередко приобретают характер сундучных, с уплощенным, обычно наклоненным к югу сводом и более крутыми крыльями; как правило, они имеют периклинальные окончания.

8. Крупная асимметричная антиклиналь Большого Балхана.

9. Зона развития небольших линейных и брахиантиклинальных складок, располагающихся цепочками, сложена карбонатными и терригенными породами неогена.

Складки этого типа развиты на отдельных участках южной части Предкопетдагского прогиба (к северо-западу от Малого Балхана, в районе Искандера, между Кызыл-Арватом и Арчманом). Они имеют характер брахиантиклиналей, расположенных цепочкой, или же более удлиненных складок, но всегда с четко выраженными периклинальными окончаниями. Иногда шарниры складок бывают наклонены под углом $15-20^\circ$. Северные крылья этих складок, обращенные в сторону предгорного прогиба, обычно более крутые, а в отдельных случаях имеют и обрат-

ные падения. От брахиантиклинальных складок предыдущей зоны они отличаются меньшими размерами и большей простотой строения.

10. Зона развития брахиантиклинальных складок в сочетании с удлиненными складками неправильной формы с плоскими днищами и сложена терригенными и карбонатными породами неогена и палеогена.

Подобные складки развиты в так называемой Аладаг-Кулмачской синклинальной зоне западного Копет-Дага. Синклинальные складки или имеют уплощенные днища, или же, наоборот, представляют узкие, вытянутые в длину линейные складки. Среди антиклинальных преобладают брахискладки, хотя встречаются также и линейные формы. Разрывы сравнительно редки, причем чаще наблюдаются косые или поперечные сбросы, чем продольные разрывы. Как правило, здесь отмечается обращенный рельеф. Антиклиналям соответствуют понижения в рельефе, синклиналям — хребты и гряды. Углы падения на крыльях складок составляют 20—40°, в отдельных местах увеличиваясь до 60° (реже более).

11. Купола. Складки этого типа развиты в северной части Закаспийской впадины и в Ашхабадском районе Предкопетдагского прогиба. Сложены купола неогеновыми и четвертичными терригенными отложениями.

12. Крупные сводовые поднятия, выраженные в рельефе. Сюда относится Туаркырская мегантиклиналь. Структура ее довольно сложна. Здесь развиты интенсивно дислоцированные палеозойские и нижнемезозойские отложения. Однако собственно альпийские движения проявились слабо и выразились в общем сводовом поднятии всей структуры.

13. Зоны моноклинального залегания слоев.

14. Участки горизонтального залегания слоев.

Из рассмотрения предложенной схемы следует, что наиболее интенсивная складчатость наблюдается в центральной части Туркмено-Хорасанских гор — в Ала-Даге. В северном направлении интенсивность складчатости постепенно ослабевает, появляются более простые формы — коробчатые или пологие прямые складки, которые, в свою очередь, уступают место гребневидной складчатости. По периферии горного сооружения располагается область развития брахискладок и куполов. Лишь отдельные участки, обладающие некоторыми особенностями развития, не укладываются в эту схему. Так, например, среди зоны развития гребневидной складчатости расположена Эзет-Карагезская зона с интенсивно смятыми, линейно вытянутыми складками.

Подобное же соотношение различных типов складчатости, а именно — постепенное уменьшение ее интенсивности при переходе от центральной части горного сооружения к его периферии, отмечено, по А. А. Сорскому и И. В. Кирилловой (1955), и на Кавказе. Вслед за этими геологами можно высказать предположение о том, что распределение складчатости различных типов, сформировавшейся в результате воздействия всех фаз альпийского этапа, связано, с одной стороны, со степенью интенсивности тектонических движений, а с другой — с литологией толщ, подвергшихся деформациям.

ГЛАВА 5

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ¹ (ДОНЕОГЕНОВАЯ)

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ПАЛЕОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ

Наиболее древние фаунистически охарактеризованные отложения Туркмено-Хорасанских гор принадлежат силуру; они обнаружены на южном Эльбурсе. Верхнесилурийские известняки найдены в гальке пермских отложений Туар-Кыра. Д. В. Наливкин отмечает, что туаркырская фауна позволяет связывать силур Туркестанского хребта, хребта Нура-Тау и Кызылкумских возвышенностей с силуром Урала, с одной стороны, и с силуром Кавказа — с другой (Наливкин и Луппов, 1936). Силурийские отложения, обнаруженные в Эльбурсе и в центральной части пустыни Дешт-и-Кевир, позволяют предполагать, что силурийский морской бассейн распространялся и на значительную часть территории Туркмено-Хорасанских гор.

К началу девонского периода море покинуло большую часть этой территории. В Эльбурсе нижний и средний девон представлен красноцветными породами, образовавшимися, по всей вероятности, в континентальных условиях. Эти отложения покрываются маломощными известняками с богатой верхнедевонской фауной. По мнению С. А. Трескинского (1946), состав красноцветных пород и перекрывающих их известняков свидетельствует о повсеместном одинаковом распространении континентальных условий и о почти одновременно последовавшей затем в верхнем девоне морской трансгрессии. Находка верхнедевонской фауны в гальке пермо-триасовых отложений Туар-Кыра позволяет допускать мнение о широком распространении верхнедевонского бассейна. В восточный Хорасан девонское море проникло несколько раньше, — в среднем девоне. Э. Боннар (Bonnard, 1944) обнаружил в ядре антиклинали хр. Ягтан осадки среднего девона с богатой фауной брахиопод.

В Эльбурсе наблюдается постепенный переход девонских отложений в вышележащие осадки карбона. Здесь фаунистически установлены все три отдела каменноугольной системы. Известны отложения карбона в восточном Хорасане и в северной части пустыни Дешт-и-Кевир. В камен-

¹ Предварительные материалы по истории геологического развития были опубликованы автором в Трудах конференции по тектонике геосинклинальной области юга СССР (Резанов, 1956). В процессе дальнейшей проработки материала, главным образом в результате привлечения новых данных, многие первоначально составленные схемы подверглись значительным уточнениям и изменениям. Большое количество палеогеографических схем и карт мощностей приводится впервые. Совершенно заново описан неогеновый и четвертичный этапы развития области.

ноугольном периоде на большей части северного Ирана располагался морской бассейн, не распространявшийся, по-видимому, далеко на север, о чем можно судить по отсутствию каменноугольных отложений на Туар-Кыре.

Отдельные участки в пределах этого бассейна (например, центральный и восточный Эльбурс) испытали значительные прогибания, достигавшие в некоторых местах 2000 м. Наличие в разрезе большого количества песчаников и конгломератов указывает на близость поднятий, что наиболее характерно для восточного Эльбурса. О происходивших движениях можно судить по несогласию, установленному Ф. Клаппом в каменноугольных отложениях района Шахруд — Туруд. В районе хр. Кух-и-Биналуд (восточный Хорасан) в каменноугольное время проявлялась вулканическая деятельность. Все это указывает на начало движений, максимальное развитие которых приходится на пермское время.

Пермские отложения известны в меньшем числе мест. Пермская фауна найдена в известняках небольшой мощности на северо-западе пустыни Дешт-и-Кевир. Известны пермские отложения в западном Эльбурсе. Р. Фюрон (1941) описал пермские известняки из центрального Эльбурса. Шенк сообщает о пермских фузулинах, обнаруженных в восточном Эльбурсе. Между тем в более восточных районах (хребты Ала-Даг и Биналуд) пермская фауна не обнаружена. Если же учесть широкое развитие пермских отложений западнее, в Закавказье (Ханн и Леонтьев, 1950) и иранском Азербайджане, и восточнее — в Афганистане (Петрушевский, 1940), то следует допустить, что большая часть Туркмено-Хорасанских гор была покрыта пермским морем.

На Туар-Кыре в пермское время накапливалась мощная толща континентальных (частью грубообломочных) пород, что может свидетельствовать об усилении движений в пермское время по сравнению с каменноугольными. Обнаруженный В. С. Курбатовым эффузивный покров в пермских отложениях Туар-Кыра подтверждает проявления здесь вулканической деятельности.

О структурах палеозойского возраста известно мало. В восточном Хорасане, в хр. Биналуд, докембрийские, а возможно и нижнепалеозойские, чрезвычайно сильно дислоцированные гнейсы и сланцы, по наблюдениям Э. Боннара, имеют северо-восточное простирание, в то время как мезозойские слои смяты в складки северо-западного простирания. Эти структуры, по-видимому, являются каледонскими, поскольку осадки верхнего палеозоя здесь не известны, а в более южных районах, где установлено их присутствие, они дислоцированы заметно слабее. По наблюдениям С. А. Трескинского, в Эльбурсе маломощные известняки триаса перекрывают породы карбона без заметных угловых несогласий. В ядре антиклинали хр. Ягтан в северо-восточной части пустыни Дешт-и-Кевир Боннар обнаружил девонские слои, согласно покрытые мезозойскими отложениями. Всё это дает основание считать, что в северном Иране герцинские движения проявились слабо.

ТРИАСОВЫЙ ПЕРИОД

В течение триасового периода большая часть рассматриваемой территории была сушей. На палеозойских породах, с разрывом, а иногда и с угловым несогласием, залегают рэт-лейасовые или более молодые отложения. Только в отношении западной части, в центральном Эльбурсе, а также востока, в пределах Афганистана, имеются указания на находки морских нижнетриасовых отложений. Недавно нижнетриасовая фауна обнаружена в мелководных морских осадках на Туар-Кыре (Кипарисова и Курбатов, 1952).

В Эльбурсе нижнетриасовые отложения, представленные белыми известняками небольшой мощности, обнаружены в районе Тегерана. Самый восточный выход нижнетриасовых известняков находится в верховьях р. Талар. Существовавший в западном и центральном Эльбурсе нижнетриасовый морской залив, по-видимому, не распространялся восточнее 54-го меридиана.

Б. А. Петрушевский (1940), рассматривая палеогеографию нижнетриасовой эпохи Таджикистана и Афганистана, отмечал, что найденная в северном Афганистане нижнетриасовая фауна аммонитов близка к фауне, обнаруженной на Мангышлаке, что позволяет допускать связь этих бассейнов через низменные Кара-Кумы. Нижнетриасовая фауна обнаружена на Туар-Кыре. Она подтверждает существование предполагаемого пролива через низменные Кара-Кумы. Пределы распространения Туаркырского бассейна на запад и юг неясны; в частности, неизвестно, присутствуют ли триасовые отложения на Большом Балхане и западном Копет-Даге. Однако можно предположить, что значительная часть описываемой области была приподнята в нижнетриасовое время и представляла сушу.

Указаний на находки среднетриасовой фауны в пределах рассматриваемой территории нет. По-видимому, в среднетриасовое время продолжалось развитие тех процессов, которые уже в нижнем триасе привели к перестройке бассейнов, существовавших в верхнем палеозое. Страна продолжала подниматься. В среднем триасе морской бассейн сохранился только к югу от Туркмено-Хорасанских гор в южном и юго-восточном Иране, где обнаружены черные известняки и сланцы этого возраста.

Для верхнетриасовой эпохи характерно совершенно иное распределение областей размыва и накопления осадков. К этому времени относится начало формирования крупных впадин, служивших в нижнеюрское время местами накопления континентальных угленосных пород. В пределах рассматриваемой территории намечаются два участка, где юрские отложения подстилаются континентальными песчано-глинистыми отложениями с рэтской флорой. Первый участок захватывает центральную часть Эльбурса, второй расположен в восточном Хорасане. Остальная (большая) часть территории оставалась сушей.

ЮРСКИЙ ПЕРИОД

Нижнеюрская эпоха

В нижней юре в разных районах существовали различные палеогеографические условия (рис. 9): на Туар-Кыре отлагались континентальные аллювиально-озерные осадки; южнее, в районе Большого Балхана, располагался морской бассейн; в Эльбурсе, Ала-Даге и Биналуде шло отложение как морских, так и континентальных пород. В лейасе наметились две области значительных прогибаний: одна из них находилась в районе Большого Балхана, вторая охватывала районы Эльбурса, Ала-Дага и Биналуда.

В Эльбурсе в начале нижнеюрского времени отлагалась толща сланцеватых глинистых песчаников и песчанистых глин, мощностью до 2000 м, с морской фауной. Позже морские условия сменились континентальными, и здесь образовалась угленосная свита, представленная серыми и серовато-бурыми, часто железистыми песчаниками, мелкогалечными конгломератами, темно-зелеными и черными сланцеватыми глинами, содержащими пласты углей. Как вмещающие породы, так и пласты угля сохраняют исключительное постоянство состава на площади, дале-

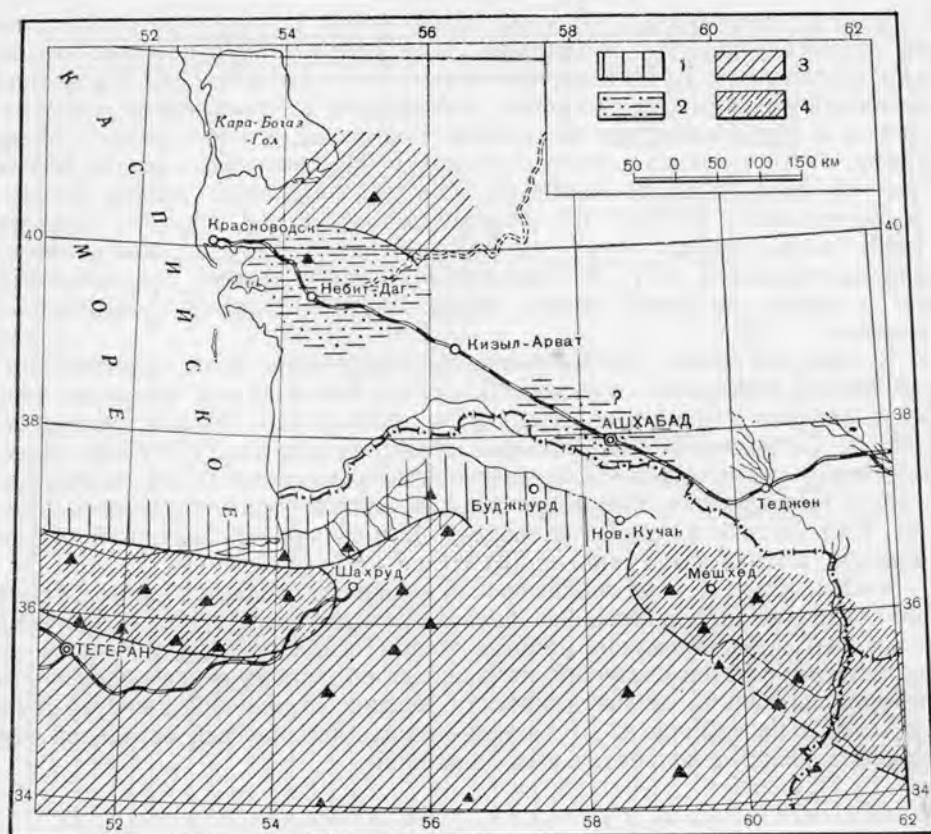


Рис. 9. Схема распространения нижнеюрских отложений

1 — суша; 2 — морские песчано-глинистые отложения; 3 — континентальные песчано-глинистые отложения; 4 — континентальные угленосные отложения большой мощности (2000 м), чередующиеся с морскими.

(Треугольниками на схеме и последующих рисунках показано местоположение разрезов)

ко выходящей за пределы Эльбурса на юг и на восток. Галька конгломератов окатана плохо. Наблюдаются значительные местные изменения мощности свиты — от 100 до 1000 м. Присутствие изверженных пород указывает на проявление в этот период вулканической деятельности.

На северном склоне западного Эльбурса нижнеюрские угленосные осадки отсутствуют. Здесь на отложения каменноугольного возраста с разрывом и несогласием ложатся известняки средней и верхней юры, что указывает на поднятие этого участка в нижнеюрское время. Восточнее, в районе верховьев Горгана, Л. С. Либрович отмечает трансгрессивное перекрытие девонских отложений верхнеюрскими известняками. Вероятно, и в данном случае лейасовые осадки не отлагались. Если принять во внимание характер лейасовых отложений Эльбурса, в которых встречается значительное количество пластов конгломератов с плохо окатанной галькой (что указывает на близкое расположение областей размыва), то можно достаточно уверенно говорить о существовании в нижнеюрское время к северу от Эльбурса суши больших размеров. В то же время к югу от Эльбурса поднятия отсутствовали, так как отложения лейаса известны в ряде мест к юго-востоку от хребта.

Накопление континентальных угленосных пород происходило в нижней юре на территории восточного Хорасана. Здесь, в районе Мешхеда,

а также к северо-западу от него, обнаружены темные глинистые сланцы, перемежающиеся с кварцевыми конгломератами, в которых заключены пласты угля. В. П. Мирошниченко (1947) отмечает, что эти породы сменяются морскими отложениями, состоящими из чередующихся конгломератов и грубозернистых песчаников. Возможно, что эту свиту Г. Шенк (Clarr, 1940) относил к тоарскому ярусу. Мощность ее — около 500 м. Судя по геологической карте Ф. Клаппа, лейасовые осадки широко распространены к югу от Мешхедского района. А. Ф. Соседко (1932) и Э. Боннар (1944) обнаружили их в хребтах, находящихся непосредственно к югу от Биналуда. Поэтому можно предположить, что и здесь источник сноса обломочного материала располагался севернее.

В северной части рассматриваемой территории зона значительных прогибов находилась в районе Большого Балхана, где неполная мощность морских глинистых сланцев и аргиллитов лейаса превышает 1000 м. Совершенно иные условия существовали на Туар-Кыре. Здесь отлагались маломощные озерно-болотные континентальные угленосные осадки, по-видимому, приуроченные к впадинам пермо-триасового рельефа. Присутствие в разрезе песчаников и линзовидных скоплений конгломератов указывает на близкие поднятия.

Таким образом, для нижнеюрской эпохи наблюдается резкое усиление колебательных движений. Образовались две зоны крупных прогибов, в которых накапливались мощные толщи осадков; наряду с этим существовали участки поднятий, являвшиеся областями сноса обломочного материала. Весьма малые мощности юрских отложений на Туар-Кыре указывают на наличие в этом районе иного, чем на всей остальной территории, режима колебательных движений.

Среднеюрская эпоха

В среднеюрское время на большей части территории произошла смена континентальных условий морскими. Море, проникшее в лейасе в Туркмено-Хорасанские горы, распространилось к середине доггера на восток, в пределы Афганистана (рис. 10).

Фаунистически охарактеризованные отложения ааленского яруса известны на северном склоне Эльбурса, где они трансгрессивно перекрывают известковистые песчаники лейасовой угленосной толщи. Они представлены сильно песчанистыми глинами с редкими прослоями крупнозернистых песчаников и содержат отпечатки растительных остатков, а также ядра аммонитов и пелеципод. Присутствие растительных остатков и морской фауны в разных горизонтах одной толщи указывает на неоднократную смену континентальных условий морскими. В байосском и батском веках море распространилось на восток, захватив территорию Ала-Дага и восточного Хорасана. В Эльбурсе в то время отлагались зеленоватые песчанистые известняки; в районе Джаджерма преобладают глинистые сланцы, а известняки занимают подчиненное положение. Мощность средней юры составляет здесь 1200 м.

По В. П. Мирошниченко (1947), в среднеюрское время к северо-западу от Мешхеда появился морской бассейн, который только к началу верхней юры занял северо-восточную область. Это расходится с данными Г. Шенка (Clarr, 1940), указывающего для описываемых мест наличие морских верхнелейасовых отложений. Средняя юра представлена здесь темно-серыми известняками мощностью 800 м. Возможно, что к доггеру относится и нижняя часть юрской известняковой толщи на Ала-Даге, к югу от Буджнурда.

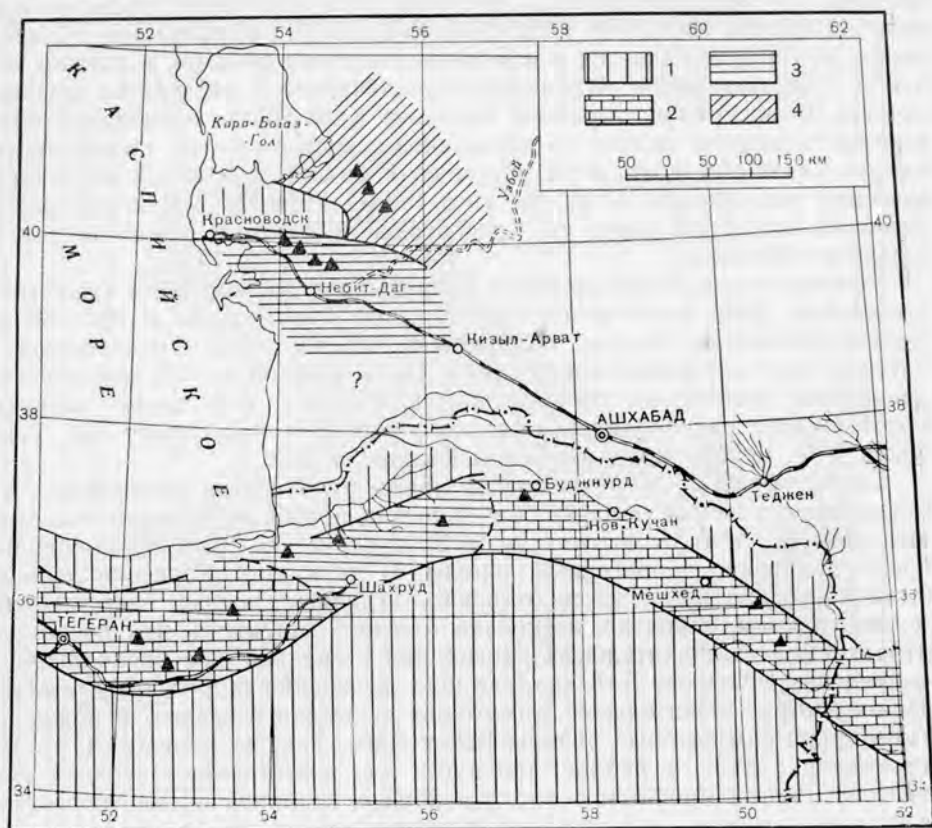


Рис. 10. Схема распространения среднеюрских отложений
1 — суша; 2 — известняки; 3 — песчано-глинистые отложения; 4 — континентальные угленосные отложения

Севернее в среднеюрское время существовала суша, занимавшая часть восточного Копет-Дага, как об этом можно судить по отсутствию среднеюрских отложений в районе перевала Муздеран (Clapp, 1940).

По наблюдениям Л. С. Либровича, в верховьях Горгана среднеюрские отложения тоже отсутствуют. Известняки верхней юры лежат здесь непосредственно на палеозойских породах, что позволяет наметить северную границу бассейна. Отсутствие отложений доггера в районах, расположенных к югу от западного окончания Копет-Дага, позволяет предположить, что северная часть Туркмено-Хорасанских гор частично представляла в то время сушу.

К югу от Туркмено-Хорасанских гор морские юрские отложения известны только в районе Гольшена, будучи связаны уже с Индийским бассейном. Во всей же северной части пустыни Дешт-и-Кевир осадки доггера не обнаружены; здесь на породах палеозоя и нижней юры залегают меловые отложения. Очевидно, вся эта территория в доггере и малые оставалась сушей.

На Большом Балхане в средней юре продолжали существовать морские условия. Здесь отложилась мощная толща песчаников и глинистых сланцев, содержащих слои конгломератов. Мощность их достигает почти 3000 м, причем наблюдаются существенные ее изменения; так, осадки лучшего обнаженного батского яруса на расстоянии нескольких километров изменяются в мощности от 1600—2000 до 500—600 м. Присутствие в

средней юре Большого Балхана значительного количества грубообломочного материала позволяет предполагать близкое расположение областей сноса. Это подтверждается и изменением состава осадков, а именно тем, что в северо-западном направлении увеличивается количество грубообломочного материала; в районе колодцев Кара-Чагыл и западнее большая часть разреза состоит из песчаников и конгломератов, причем встречаются отдельные валуны размером до 1 м; для песчаников характерна меньшая окатанность зерен. Всё это свидетельствует о близком расположении источника сноса на Красноводском плато к северо-западу от Большого Балхана.

Условия осадконакопления на Туар-Кыре в догере были существенно иными. Здесь отлагались сравнительно маломощные (180—460 м) песчано-глинистые осадки, содержащие пласты угля, сменившиеся в батском веке морскими отложениями Н. П. Луппов (1932) указывает на увеличение количества песчаников к юго-западу, что также косвенно подтверждает расположение области размыва к юго-западу от Туар-Кыра, т. е. между ним и Большим Балханом.

Таким образом, в среднеюрское время продолжали развиваться наметившиеся в лейасе области значительных прогибаний, захватившие на юге Эльбурс, Ала-Даг и Биналуд. В Эльбурсе и Ала-Даге накапливались преимущественно терригенные породы. В восточном Хорасане условия были несколько иные: здесь отлагались главным образом карбонатные осадки, причем, вероятно, несколько меньшей мощности, чем на западе. Вторая область значительных прогибаний в средней юре располагалась в пределах Большого Балхана, где шло отложение терригенных осадков. По-видимому, значительные прогибания испытали в средне- и нижнеюрское время и некоторые районы Копет-Дага. Так, по данным Д. Н. Рустановича (1957), в районе Ашхабада под известняками верхней юры залегает толща мощностью порядка 2000 м с пониженными скоростями сейсмических волн, относящаяся, вероятно, к нижней и средней юре. К северу от Большого Балхана находилась суша, откуда поступал материал в Большебалханский прогиб. Между этими двумя областями значительных прогибаний — в пределах южных районов Копет-Дага — находилась область, вероятно, меньших прогибаний и даже отдельных участков поднятий, как и в юго-западном и юго-восточном Копет-Даге.

Верхнеюрская эпоха

В верхней юре, особенно в келловее и оксфорде, море покрывало большую часть рассматриваемой территории, а на западе, севере и востоке далеко выходило за ее пределы (рис. 11). На западе оно сообщалось с кавказским морем, на северо-западе — с морем Русской платформы, а на востоке через Памир — с индийским морем.

В Эльбурсе к мальму относится мощная толща белых и розовых известняков, в нижней части которых встречаются кремнистые стяжения. Здесь установлены келловейский, оксфордский, а возможно, и кимериджский ярусы. Отсутствие в Эльбурсе титонской фауны, по-видимому, не случайно, несмотря на хорошую (сравнительно с другими районами Ирана) изученность его. Титонский век знаменует в Эльбурсе начало значительных поднятий, в процессе которых здесь начали формироваться красноцветные конгломераты и песчаники, широко распространенные и в нижнем мелу.

На северо-восточном окончании Эльбурса и в Ала-Даге палеогеографические условия конца верхнеюрской эпохи были иными. Здесь имеется весь разрез морской верхней юры, выше переходящей в известняки неокома. Представлен малым мощной толщей светлых, иногда белых или

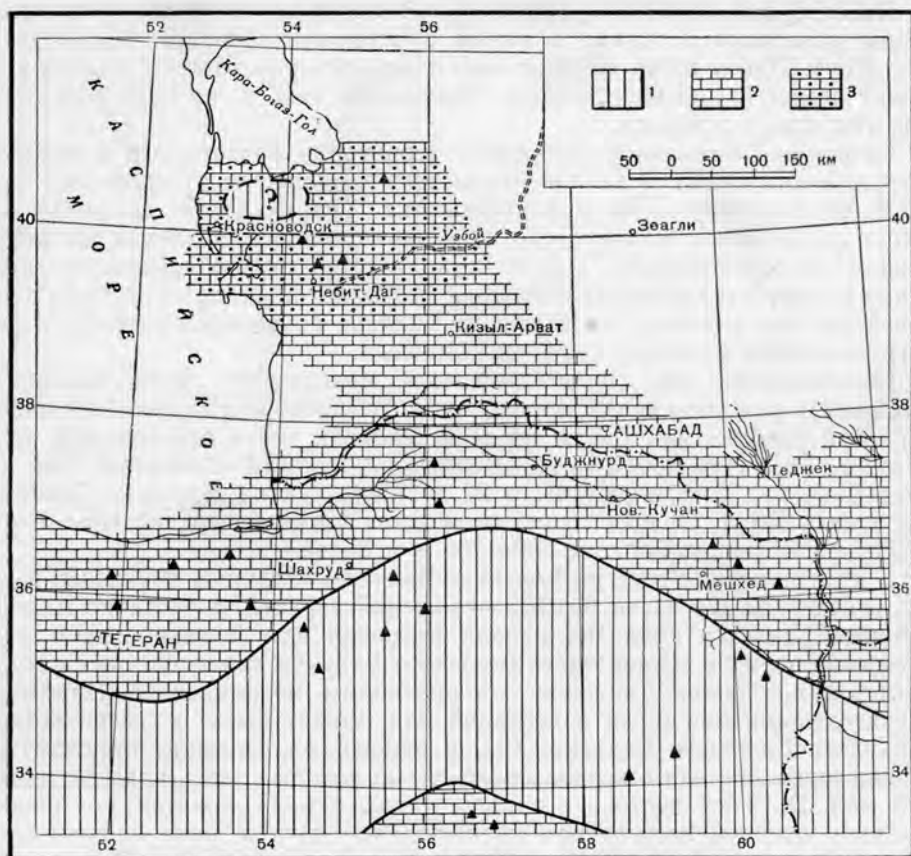


Рис. 11. Схема распространения отложений келловейя и оксфорда
1 — суша; 2 — известняки; 3 — известковистые песчаники келловейского яруса

розовых известняков, в районе Джаджерма в значительной мере доломитизированных, восточнее (по направлению к Буджнурду) содержащих слои песчаников и конгломератов. Мощность на Ала-Даге составляет около 1000 м, увеличиваясь в районе Буджнурда и далее на восток до 1600 м и более.

В восточном Хорасане В. П. Мирошниченко отнес к верхней юре свиту тонкослоистых известняков светло-серого и серого цвета, содержащих прослой известковистых глин мощностью более 3000 м. В нижних горизонтах свиты обнаружена келловейская фауна. По-видимому, здесь, как и в Ала-Даге, весь разрез верхней юры выражен морскими отложениями. По данным А. Ф. Соседко, в районе пика Биналуд известняки титона перекрываются морским валанжином, выше сменяющимся красноцветными породами. Мощность верхней юры, составляющая, по А. Ф. Соседко, на Биналуде 600 м, свидетельствует о том, что к югу от Копет-Дага располагались участки меньших прогибаний. Еще южнее, к югу от системы Эльбурс — Ала-Даг — Биналуд верхнеюрские отложения отсутствуют. Меловые осадки лежат здесь на лейасе и более древних породах, что указывает на приподнятость всей этой территории в средне- и верхнеюрское время. Верхнеюрские морские осадки найдены в центральной части пустыни Дешт-и-Кевир, где установлены все ярусы мальма. Эти осадки, по-видимому, относятся уже к южному индийскому морю, отделенному от Туркмено-Хорасанского бассейна широкой перемычкой суши.

По северной окраине Туркмено-Хорасанских гор верхнеюрские отложения обнажаются только в одном пункте центрального Копет-Дага (оз. Коу). Здесь ниже фаунистически охарактеризованного валанжина лежит немая толща известняков с прослоями гипсов, по всей вероятности, титонского возраста.

Северная часть рассматриваемой территории развивалась в верхнеюрское время иначе. В келловейском веке продолжалось отложение терригенных осадков, очень маломощных на Туар-Кыре и достигающих 250 м на Большом Балхане, где во вторую половину келловея началось накопление известняков. Увеличение количества грубообломочного материала в северо-западном направлении позволяет предполагать, что в келловейский век к северу от Большого Балхана сохранился участок суши, погружившийся к началу оксфордского века.

Оксфордский век характеризовался максимумом трансгрессии и устойчивым режимом осадкообразования, что привело к накоплению однообразной карбонатной толщи во всей северной части описываемой территории. Различия наблюдаются только в мощности отложений; так, на Туар-Кыре они составляют всего 20 м, тогда как на Большом Балхане достигают 350 м. Общая мощность осадков морской верхней юры измеряется на Большом Балхане 600—700 м и более.

В кимериджском веке на Большом Балхане усилились движения, вызвав в северной его части размыв отложений верхней, а частично и средней юры. Участки поднятий давали материал для формировавшихся в титонское время в южной части Большого Балхана красноцветных лагунно-морских осадков. Движения эти проявились не одинаково. Наиболее значительными они были в северной или, может быть, в северо-западной части Большого Балхана. Так, в районе сел. Огланлы отсутствуют осадки юры, начиная с верхов келловея, на который здесь налагает нижний мел. В 10 км восточнее породы нижнего мела ложатся со значительным угловым несогласием на отложения бата и даже байоса; следовательно, здесь местами размыта мощная толща осадков. Этими движениями на Большом Балхане был сформирован ряд брахиантиклинальных складок.

На южном крыле Большого Балхана наблюдается почти полный разрез юры, и только пачка доломитизированных известняков с хорошо окатанными гравелитами, по-видимому, титонского возраста (мощностью 25 м), указывает на изменение условий осадконакопления. В северо-западном направлении мощность доломитизированных известняков увеличивается, породы обогащаются обломочным материалом и переходят в пески и конгломераты, почти целиком слагающие всю свиту. Здесь же видно резкое угловое несогласие между нею и покрывающими ее нижнемеловыми отложениями.

Красноцветная терригенная толща верхнекимериджского или титонского возраста обнажается и на Куба-Даге, где мощность ее составляет 250—350 м.

Таким образом, поднятия, сопровождавшиеся складкообразованием, проявились в конце юры главным образом в северной части Большого Балхана, т. е. именно там, где известны максимальные прогибания в средней юре. В южном направлении эти движения очень быстро затухали и в южных районах Большого Балхана почти не проявились.

В заключение описания юрского этапа развития исследуемой области необходимо отметить, что начавшиеся в конце верхнеюрского времени поднятия в пределах южной интрагеосинклинали сопровождались складкообразованием (рис. 12). Именно в это время были сформированы складчатые структуры центральной части Аладаг-Биналудского, а возможно, и Эльбурского мегантиклинорий. По данным Э. Боннара, апт-

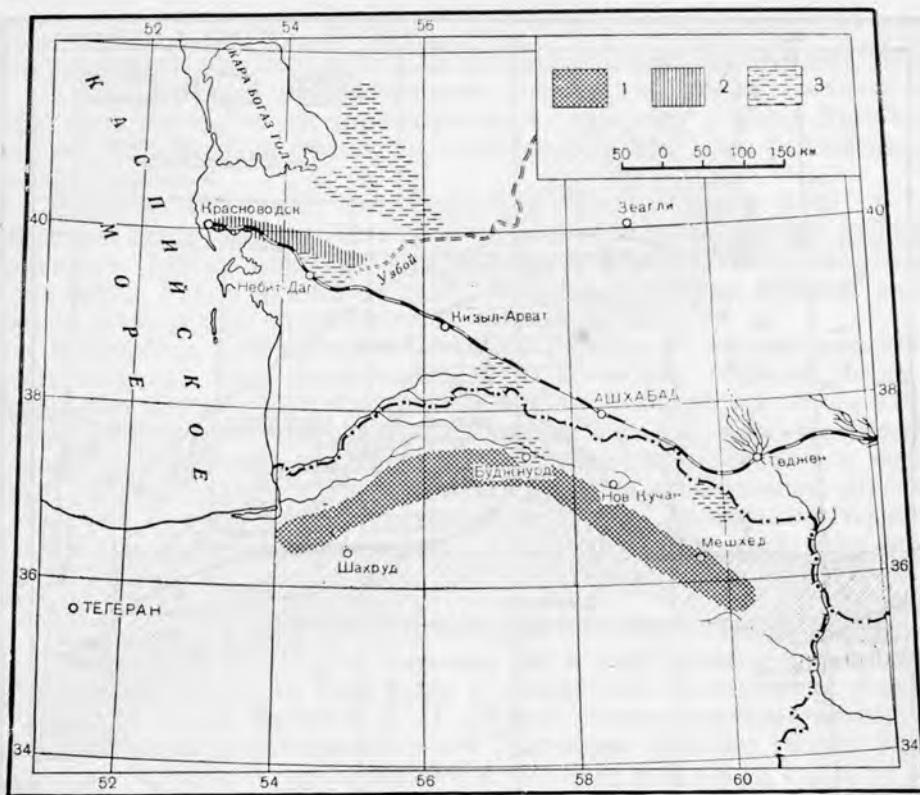


Рис. 12. Области предмелового складкообразования

1 — значительное складкообразование; 2 — слабое складкообразование; 3 — участки, в отношении которых известно, что в предмеловое время был перерыв в осадконакоплении

альбские слои в хр. Биналуд залегают на юре с резким угловым несогласием, имея основанием базальный конгломерат. Сами слои образуют очень пологие складки с углами падения в несколько градусов. Значительно слабее проявилась складчатость того времени на Большом Балхане, захватив лишь его северную часть. В других местах наблюдаются только перерывы в осадконакоплении или появление доломитов и гипсов (в районе Бахардена).

МЕЛОВОЙ ПЕРИОД

Нижнемеловая эпоха

Начало нижнемеловой эпохи ознаменовалось перестройкой областей размыва и накопления осадков. Начавшиеся в конце юры движения на севере, в районе Большого Балхана, и на юге, на Эльбурсе, распространились в валанжине и готериве на всю территорию Ала-Дага и Биналуда. Крупные поднятия в пределах Афганистана, возникшие там еще в титоне, разобщили единый морской бассейн, соединявший в верхнеюрское время Кавказ с Памиром. В это время область прогибаний с накоплением морских осадков локализовалась в пределах южной Туркмении, имея сообщение только с Кавказом (рис. 13).

На большей части территории Эльбурса в неокме продолжалось накопление красочетных грубообломочных отложений, валуны и плохо окатанные обломки которых, принадлежащие главным образом породам

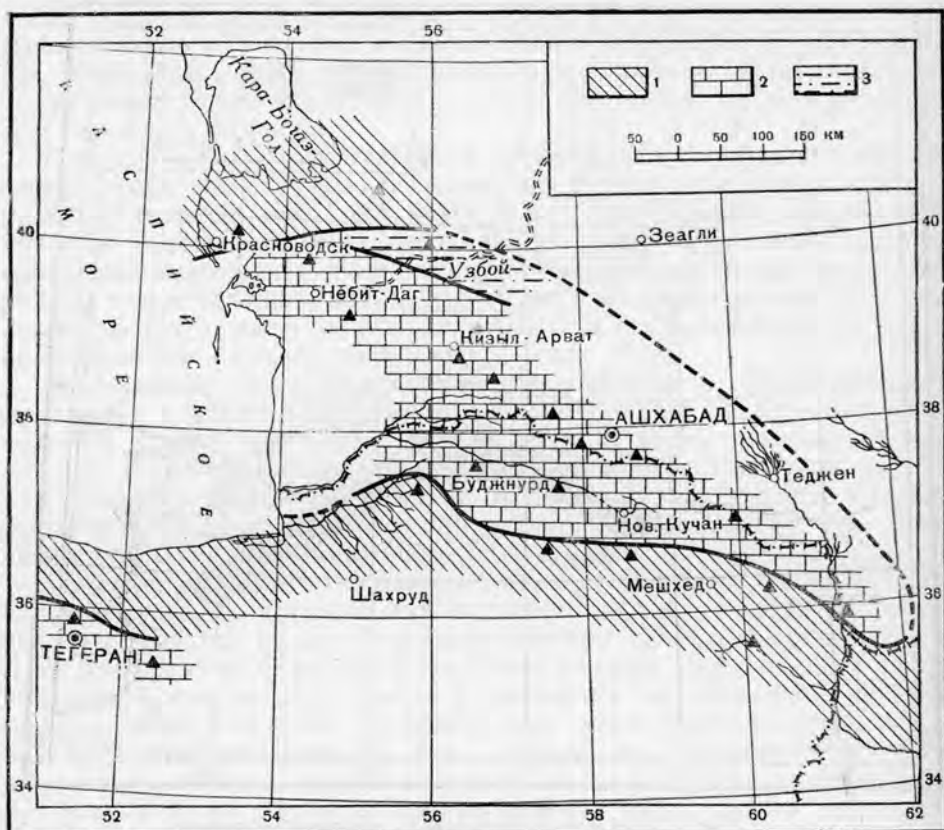


Рис. 13. Схема распространения гортивских отложений

1 — континентальные красноцветные отложения (конгломераты, песчаники, глины); 2 — известняки; 3 — глины, алевролиты, тонкозернистые пески

девонской пестроцветной толщи, свидетельствуют о больших поднятиях и глубоком размыве некоторых участков. Вместе с тем имеются отдельные указания на присутствие в хребте Эльбурс морских неоконских отложений. Так, Ривьер (Rivière, 1934) отмечает, что только в районе Тегерана ему известны морские отложения, пограничные между юрой и мелом. По-видимому, здесь морские условия сохранились лишь в узко-локальной зоне. Ривьер подчеркивает, что в осевой зоне Эльбурса нет меловых отложений древнее альба. Барремские осадки известны на северном Эльбурсе. Возможно, что располагавшийся севернее морской бассейн частично проникал в его пределы.

В восточном Эльбурсе (хр. Мулгазар), по Л. С. Либровичу, отложения алтского и альбского возраста подстилаются брекчиевидными известняками и доломитами, бедными органическими остатками и условно относимыми к неокону. Здесь, очевидно, имеется переходная зона между нормальным морским и теми лагунно-континентальными бассейнами, в которых шло накопление красноцветных толщ.

Еще более широким развитием пользуются красноцветные грубообломочные отложения в пределах восточного Ала-Дага и Биналуда. Однако движения, приведшие к формированию красных песчаников, проявились здесь несколько позднее, чем на западе, о чем можно судить по наличию в районе пика Биналуд под красноцветными породами морского

валанжина, лежащего на известняках титона. Следовательно, можно предположить, что море покинуло этот район только к концу валанжина.

Южная граница распространения морских неокомских осадков может быть проведена достаточно уверенно, поскольку в Копет-Даге красноцветные песчаники сменяются характерными для этого района известняками неокома.

Восточнее р. Теджен, по мнению Б. А. Петрушевского (1940), в Таджикскую депрессию и в Афганистан в начале неокома море не распространялось. Здесь происходило накопление континентальных красноцветных пород. Район Бадхиза — самый восточный пункт, в котором известны морские осадки этого возраста (Огнев, 1932).

В пределах Копет-Дага и Большого Балхана в неокоме накапливалась мощная толща преимущественно карбонатных осадков. После сокращения морского бассейна в конце юрского периода — в самом начале валанжинского века бассейн несколько расширился. Как уже указывалось, трансгрессивное залегание пород валанжина отмечено и в некоторых районах Большого Балхана. На Куба-Даге к валанжину, вероятно, относится нижняя часть залегающей на юрских известняках терригенной толщи довольно пестрого состава. В Туар-Кыре к валанжину может быть условно отнесена нижняя часть красноцветной толщи, верхи которой принадлежат готериву (Луппов, 1938).

В готеривском веке границы морского бассейна почти не изменились, за исключением восточного Хорасана, где к тому времени море ушло из района Биналуда. На Туар-Кыре накапливалась маломощная песчано-глинистая толща, которую Н. П. Луппов считает континентальной. Он отмечает появление в южной части Туар-Кыра прослоев гипсов, указывающих на то, что с приближением к морскому бассейну в строении этой толщи принимали участие и лагунные осадки. В районе Куба-Дага имеются континентальные, а возможно и морские отложения. Готеривские отложения Большого Балхана и Копет-Дага выражены известняками и составляют среднюю часть известняковой неокомской толщи.

Барремский век характеризовался расширением морского бассейна. Море проникло в Таджикскую депрессию и в северные районы центрального Эльбурса (рис. 14). Впервые в нижнем мелу появились морские осадки на Туар-Кыре, выраженные песчано-глинистыми породами мощностью 30 м. Барремские осадки Куба-Дага имеют много общего с туаркырскими, с одной стороны, и с балханскими, с другой, но изучены они еще недостаточно.

На рис. 15 показаны изолинии мощностей неокомских отложений. Максимальная мощность (свыше 1500 м) известна в центральном Копет-Даге. К западу и востоку интенсивность прогибания заметно меньше. Так, на южном склоне Большого Балхана мощность неокома составляет 750 м, а на северном склоне — 500 м. Еще резче сокращается мощность в восточном направлении — в восточном Копет-Даге она измеряется всего 140 м (в 10 с лишним раз меньше, чем в центральном Копет-Даге).

В аптском веке произошло резкое изменение условий осадконакопления, выразившееся сменой карбонатных отложений мощной толщей почти исключительно терригенных пород. В начале аптского века в южной Туркмении произошла значительная трансгрессия. Если в неокоме морской бассейн локализовался главным образом в пределах Копет-Дага, то в аптском веке море проникло далеко на север, соединившись через район Туар-Кыра с Мангышлаком. Не менее значительной была трансгрессия и в южном направлении, где красноцветные континентальные отложения неокома Эльбурса, Ала-Дага и Биналуда трансгрессивно перекрываются морскими осадками апта. В некоторых местах (напри-

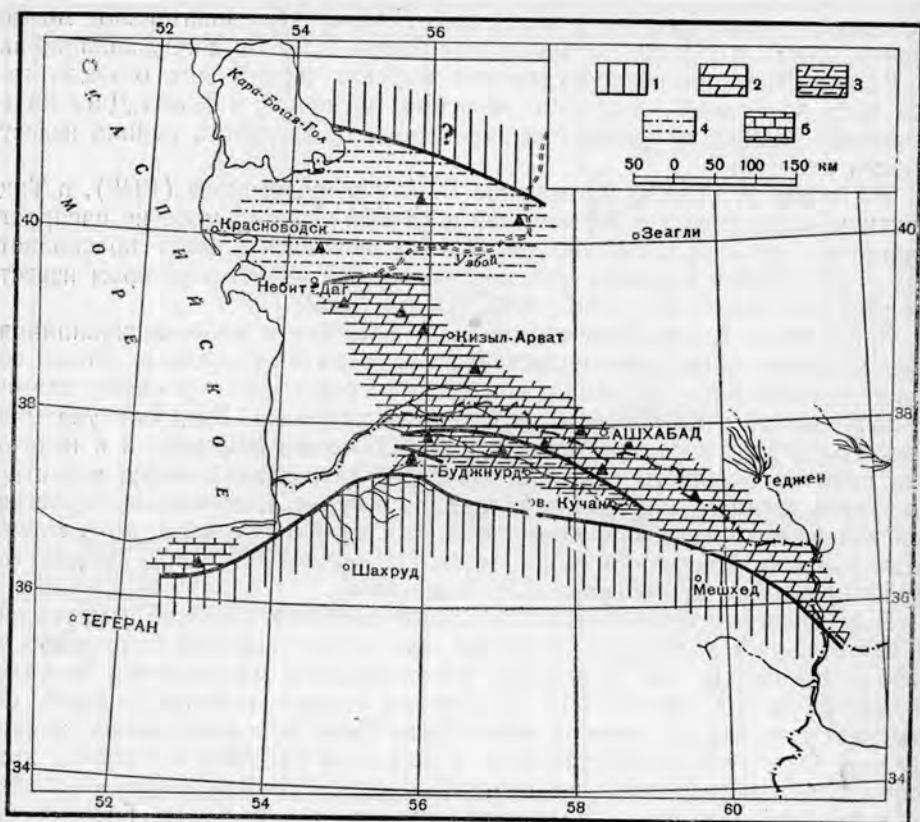


Рис. 14. Схема распространения отложений верхнего баррема

1 — суша; 2 — мергели и глинистые известняки; 3 — мергели, известковистые глины и песчаники; 4 — песчаники и глины; 5 — известняки

мер, в районе Мешхеда) в основании аптских известняков наблюдаются базальные конгломераты. Море распространилось и на восток, в Таджикскую депрессию.

При рассмотрении разрезов аптских отложений видно, что, хотя состав их довольно однообразен, все же удастся выделить ряд закономерностей его изменения (рис. 16). Еще В. Н. Огнев обращал внимание на переход аптских песчаников в глинистые сланцы и далее в карбонатно-глинистые породы в направлении от северо-западной части Копет-Дага к юго-востоку. Действительно, в районах Большого и Малого Балхана и западного Копет-Дага в аптском ярусе преобладают песчаники. К востоку от Арчмана количество глинистого материала увеличивается. В центральном Копет-Даге преобладают глинистые породы, что очень четко видно в разрезе Гяурской антиклинали. В восточном Копет-Даге аптский ярус почти целиком состоит из глинистых сланцев; наконец, в районе Бадхиза к апту относят маломощную пачку мергелей и мергелистых глин.

Еще более разительные изменения состава отложений аптского яруса наблюдаются в южном направлении. В пограничных хребтах центрального Копет-Дага, в хр. Палызан западного Копет-Дага и на правобережье Атрека в зарубежном Копет-Даге в разрезе апта наблюдается увеличение карбонатных пород. Средняя его свита в значительной степени состоит из мергелей, известковистых песчаников и известняков. Фа-

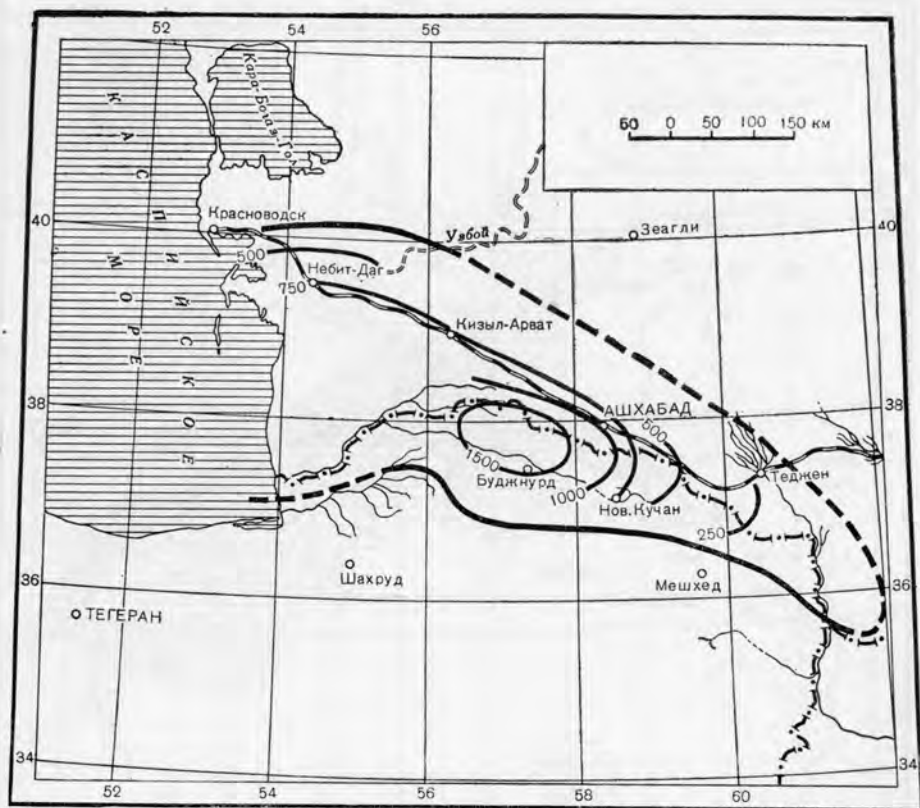


Рис. 15. Схема распределения мощности наокомских отложений
Жирной линией с пунктиром показана граница наименьшего распространения наокомского моря (готеривский век)

ции этого района являются переходными между обычными для северного Копет-Дага терригенными и расположенными южнее карбонатными.

В районах, лежащих к югу от Атрека, аптские отложения характеризуются широким развитием карбонатных пород. Они известны в верховьях Горгана, в междуречье Чандыра и Атрека, в ряде районов в южных цепях Туркмено-Хорасанских гор и т. д.

На севере рассматриваемой территории, в Туар-Кыре, осадки аптского яруса представлены темными гипсоносными глинами, чередующимися с желто-серыми песчаниками со сферосидеритовыми конкрециями. Мощность их 100—150 м. В южной части Туар-Кыра появляются известковистые песчаники и ракушечники.

Представляет интерес вопрос об источнике сноса терригенного материала в аптском (и альбском) веке. В. Н. Огнев (1938) и Н. П. Луппов (1956) предполагали, что основной источник сноса для второй половины нижнемелового времени надо искать к югу от Копет-Дага, на территории Ирана. Н. П. Луппов указывал, что поступление обломочного материала с севера было затруднено в связи со значительным отодвиганием границы моря на северо-восток. Однако наблюдаемая в южном направлении смена терригенных отложений карбонатными вполне определенно указывает на то, что основные источники сноса следует искать к северу и северо-востоку, в первую очередь, вероятно, в Кизыл-Кумах,

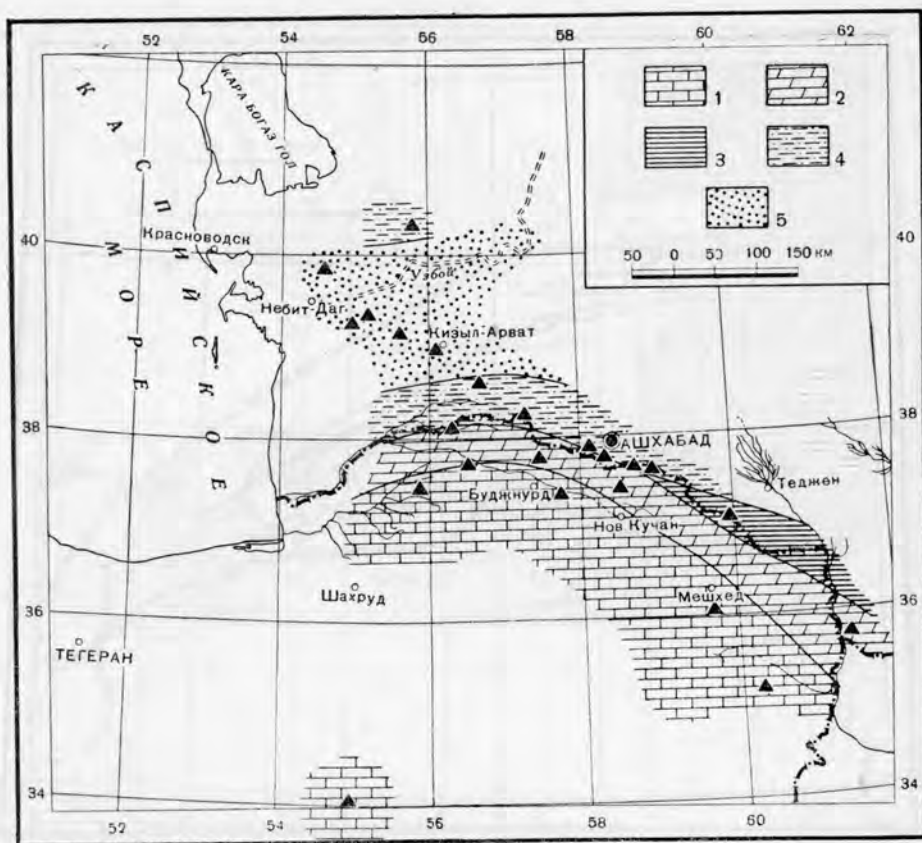


Рис. 16. Схема распространения аптских отложений

1 — преобладание в разрезе известняков; 2 — переходная зона — песчаники, глины, мергели, прослой известняков; 3 — преобладание глин; 4 — песчано-глинистые породы; 5 — преобладание в разрезе песчаников

представлявших в течение почти всей нижнемеловой эпохи возвышенную область, хотя не исключено, что частично обломочный материал поступал и с юга. Так, по данным А. Б. Вистелиуса (1954), изучавшего минеральные ассоциации терригенной апт-сеноманской толщи Закаспия, обломочный материал поступал как с севера, так и с юга. Вистелиус выделяет две минералогические провинции: на севере — платформенную (снос с Устюрта, из акцессорных минералов характерен ильменит); на юге — геосинклинальную (где содержание ильменита резко понижено при значительном содержании хромита и почти полном отсутствии магнетита).

Распределение мощностей аптских отложений примерно такое же, как и для неокома (рис. 17). Максимальные мощности (до 1000 м) характеризуют центральный Копет-Даг на правобережье Атрека. На остальной части центрального Копет-Дага и в западном Копет-Даге мощности измеряются в 600—800 м, сокращаясь на Большом Балхане до 350 м. Резкое сокращение мощностей наблюдается к востоку от центрального Копет-Дага: в Гяурс-Даге они составляют 500 м, в восточном Копет-Даге — около 300 м, в Бадхызе — 70 м. Это показывает, что территория восточного Копет-Дага в аптский век, как и в неокоме, являлась областью очень незначительных прогибаний. Небольшие мощности отмечены и в южных цепях Туркмено-Хорасанских гор.



Рис. 17. Схема распределения мощности отложений аптского яруса

Цифры у треугольников на схеме и последующих рисунках обозначают мощность (м)

В альбском веке на всей рассматриваемой территории существовали морские условия. Под уровень моря погрузилась и осевая часть Эльбурса. Осадки альбского яруса, продолжающие серию терригенных отложений апта, в пределах Туркмении еще более однообразны по сравнению с аптскими. На Туар-Кыре они представлены глинистыми песчаниками и гипсоносными глинами мощностью 250 м. Такие же породы вскрыты скважиной в районе Серных бугров. На Большом Балхане глинистого материала становится значительно меньше; здесь альбский ярус почти целиком сложен глауконитовыми песчаниками мощностью 450 м.

Для Копет-Дага можно наметить следующие изменения состава пород альбского яруса (рис. 18). В центральном Копет-Даге, в его советской и зарубежной частях (правобережье Атрека), альбские отложения представлены преобладающими глинистыми песчаниками. К востоку глинистый материал заметно увеличивается, так что в ряде районов весь разрез альба оказывается сложенным резко преобладающими глинами с септариевыми конкрециями. Таково же строение на большей части западного Копет-Дага и на Малом Балхане. В южных цепях Туркмено-Хорасанских гор к альбу относится верхняя часть карбонатной толщи, возраст которой определяется как апт-альбский.

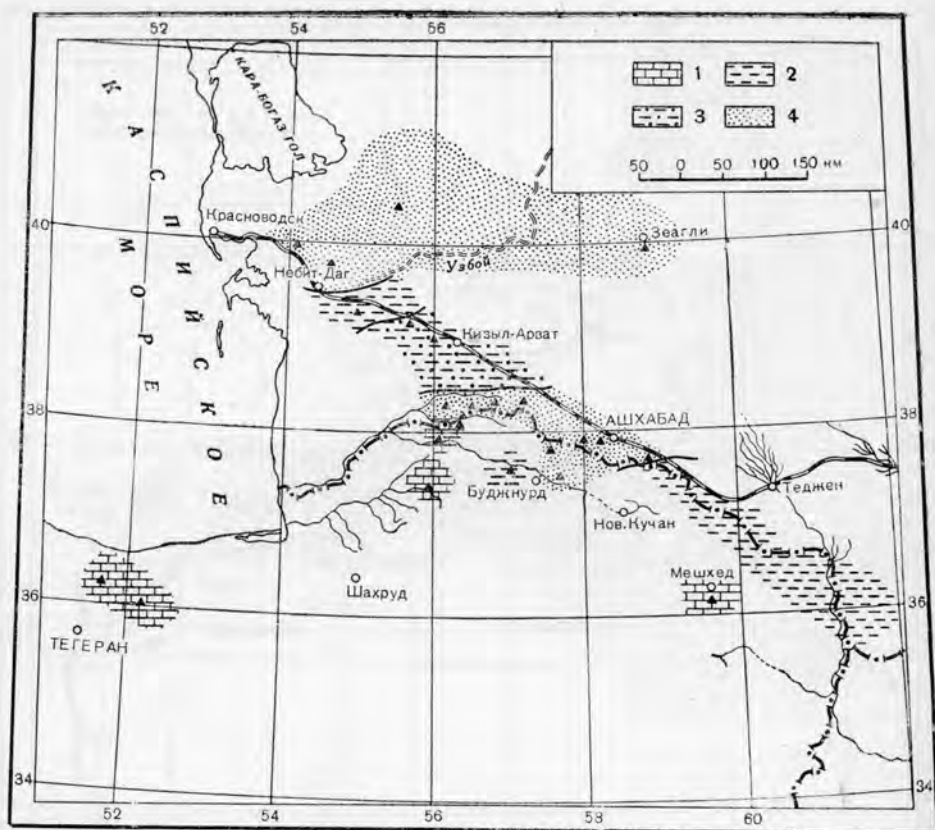


Рис. 18. Схема распространения альбских отложений

1 — известняки; 2 — преобладание в разрезе глин; 3 — песчано-глинистых осадков; 4 — преобладание песчанников

На рис. 19 приведена схема мощностей пород альбского яруса. Область максимальных прогибаний этого времени располагалась в районе р. Кессы. Изолиния 800 м захватывает большую часть центрального Копет-Дага и значительную часть западного. Таким образом, в отличие от аптского века, когда максимальные прогибания происходили в районе южных зарубежных хребтов Копет-Дага, наибольшие прогибания в альбском веке установлены в северных хребтах Копет-Дага, уже в пределах СССР. В этом смещении участков максимальных опусканий к северу можно видеть начало тех существенных изменений в распределении областей прогибаний и поднятий, которые более четко проявились в верхнем мелу. К западу и востоку наблюдается сокращение мощности альбских отложений; в самой восточной точке описываемого района, в Бадхызе, она равна 180 м. Более постепенно мощности сокращаются к западу; в западном Копет-Даге они составляют не менее 500—600 м, в районе Малого Балхана 250—300 м. Далее на северо-запад мощности вновь повышаются; здесь намечается новая область значительных прогибаний, расположения в пределах Большого Балхана.

В течение альбского века, а также в конце его, перед сеноманом, в осадконакоплении имели место перерывы. Еще К. И. Богданович (1890) указывал на горообразовательные движения в Копет-Даге на границе нижнего и верхнего мела. Позднее А. Д. Нацкий (1916) отмечал признаки несогласного залегания сеномана на альбских слоях на Малом Балхане.

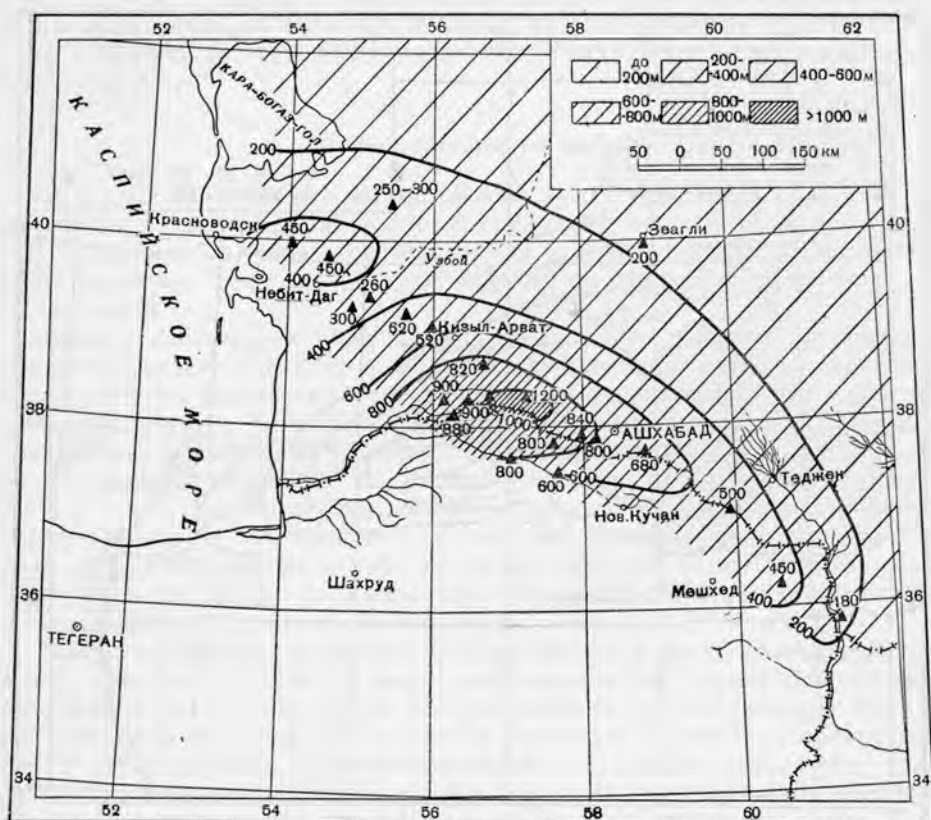


Рис. 19. Схема распределения мощности отложений альбского яруса

Позднейшие исследования в этом районе подтвердили наблюдения А. Д. Нацкого. По данным Н. В. Житковой и В. П. Петрова, на Малом Балхане и Данатинской антиклинали наблюдается перерыв в отложении осадков на границе среднего и верхнего альба, вследствие чего мощности среднего альба сильно варьируют, а в отдельных случаях верхнеальбские слои непосредственно ложатся на нижний альб. В. П. Петров отмечает, что на северном крыле Данатинской антиклинали ему удалось наблюдать в основании верхнего альба базальный конгломерат. Указания на пред-сеноманский размыв имеются и в отношении других районов западного Копет-Дага. Две верхние свиты альба в долине Сумбара, Аю-Дере и других местах отсутствуют; сеноманские осадки залегают там на более древних горизонтах верхнего альба. К югу от аула Нухур перерыв между альбом и сеноманом сопровождается небольшим угловым несогласием. Таким образом, здесь несомненно проявление поднятий.

Подчеркнем теперь основные моменты истории развития описываемой территории в нижнемеловую эпоху.

После значительного сокращения морского бассейна в конце юрского периода, связанного с движениями, проявившимися как в северной, так и в южной частях области, в самом начале валанжинского века море вновь затопило значительные площади. Трансгрессивное залегание валанжина на различных горизонтах юрских и более древних пород известно на Большом Балхане и Биналуде. Н. П. Луппов (1938) отмечает, что валанжинская трансгрессия не была местным явлением, — она была связана

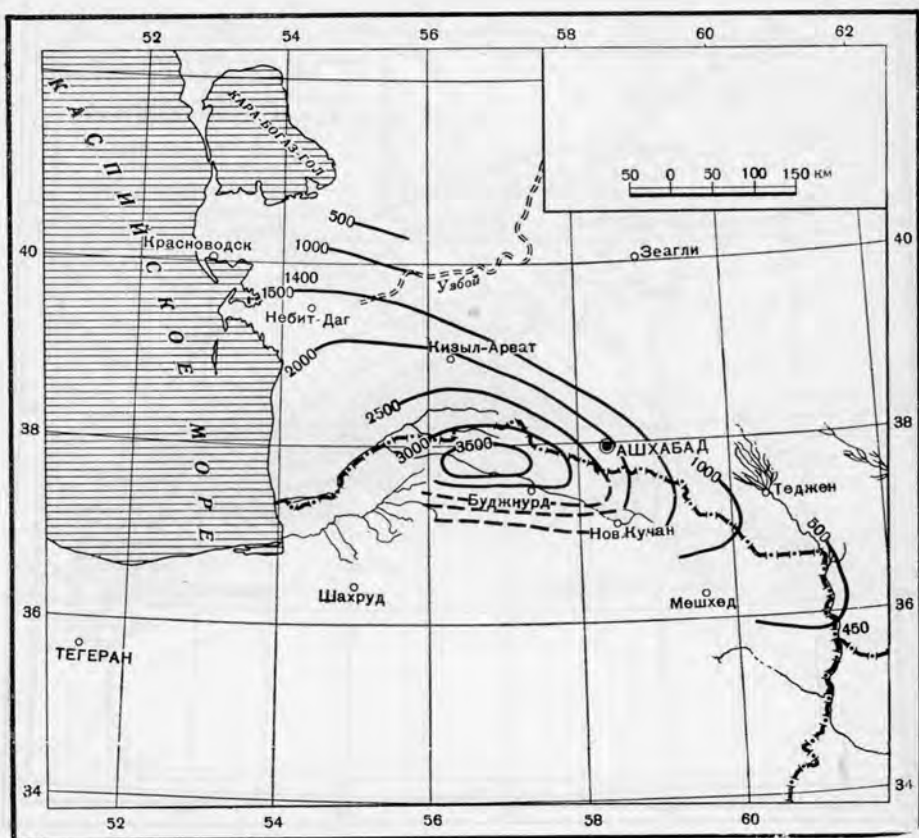


Рис. 20. Схема распределения мощности отложений нижнего мела

с теми обширными погружениями на Кавказе и на Русской платформе, которые последовали за поднятиями, проявившимися в конце юры.

В готеривский век границы моря мало отличались от валанжинских. Можно отметить лишь отступление моря из восточного Хорасана, где в это время, по-видимому, происходили значительные поднятия, явившиеся развитием движений, начавшихся в Эльбурсе в титонское время. Значительное расширение морского бассейна произошло в барремском веке.

Аптская трансгрессия не только захватила те области, которые покрывались неокомским морем в тот или иной момент его существования, но и проникла на юге в Ала-Даг и Биналуд, где в неокомское время накапливались континентальные осадки. Морские условия в пределах всей рассматриваемой области сохранились и в альбском веке, вторая половина которого ознаменовалась началом тектонических движений в некоторых районах западного Копет-Дага и в Малом Балхане. К этому времени относится значительное сокращение морского бассейна, когда море вновь покинуло большую часть правобережья Аму-Дарьи.

Эти данные свидетельствуют об усилении колебательных движений земной коры, приведших в верхнемеловое время к изменению в распределении областей прогибания и поднятий.

На рис. 20 дана схема распределения мощностей нижнего мела. Максимальные мощности (более 3500 м) приходятся на зарубежную часть центрального Копет-Дага. К востоку мощности сильно сокращаются: на большей части восточного Копет-Дага и в районе Бадхиза они не превы-

шают 1000 м. В северо-западном направлении также наблюдается сокращение мощностей, но более постепенное, так что в районе Большого Балхана мощности нижнего мела все же более значительны, чем в восточном Копет-Даге.

Верхнемеловая эпоха

Как уже отмечалось, в верхнемеловое время произошли существенные изменения в распределении областей поднятий и опусканий. Районы крупных прогибаний нижнемелового времени в верхнемеловое время претерпели поднятия. Зоны крупных прогибаний сместились к северу и к югу от поднятий.

Осадки сеноманского яруса завершают серию терригенных песчано-глинистых отложений апта и альба. В пределах рассматриваемой территории состав сеноманских отложений очень однообразен. Это глауконитовые песчаники, часто глинистые, чередующиеся со слоями и пачками алевролитов и глинистых сланцев. В центральном и восточном Копет-Даге преобладают глинистые песчаники, в большей части западного Копет-Дага — глинистые сланцы. На Малом Балхане сеноман выражен зеленовато-серыми сланцеватыми глинами; на Большом Балхане преобладают глауконитовые песчаники. Такой же характер имеют эти отложения в других районах, что свидетельствует о чрезвычайно однообразных условиях осадконакопления сеноманского времени.

Предсеноманские движения, проявившиеся в ряде районов Копет-Дага, привели к существенным изменениям в распределении областей прогибания, что, однако, почти не отразилось на составе осадков. Некоторая миграция областей максимальных прогибаний к северу наблюдалась уже в альбском веке. В сеноманском веке эти процессы получили дальнейшее развитие, вследствие чего зоны крупных прогибаний значительно передвинулись на север, локализуясь в пределах западного Копет-Дага. В тех же районах, где в течение нижнемелового времени происходили максимальные опускания (Южно-Копетдагский антиклинорий), начались относительные поднятия, так что мощность пород сеноманского яруса здесь не превышает 100 м (рис. 21). К северу и северо-западу мощности быстро увеличиваются, достигая 500—600 м в Передовом хребте западного Копет-Дага. В Малом Балхане мощность сеномана резко изменяется на протяжении 20 км от юго-западного его конца (200 м) до северо-восточного (500 м). Аналогичное явление наблюдается здесь и для других горизонтов верхнего мела, суммарная мощность отложений которого в северо-восточной части хребта более чем вдвое превышает их мощность на его юго-западном окончании.

В туронское время начался новый цикл осадконакопления — преимущественно карбонатных и глинистых пород. Поступление кластического материала резко сократилось. На большей части рассматриваемой территории туронский ярус выражен зеленоватыми или серыми, обычно известковистыми глинами и мергелями. В южных районах Копет-Дага туронские осадки налегают с угловым несогласием на сеноманские и выражены белыми кремневыми известняками, в верхней части переходящими в известковистые песчаники. Появление песчаников в верхних горизонтах турона (по Ф. Клаппу и В. П. Мирошниченко) наблюдается в восточном Хорасане.

О распределении мощностей туронского яруса судить очень трудно, так как во многих районах туронские отложения нельзя выделить из серии карбонатно-глинистых осадков верхнего мела. Можно лишь отметить, что на большей части территории мощность туронских пород сравнительно невелика. В пределах платформенной области она составляет 20—80 м,

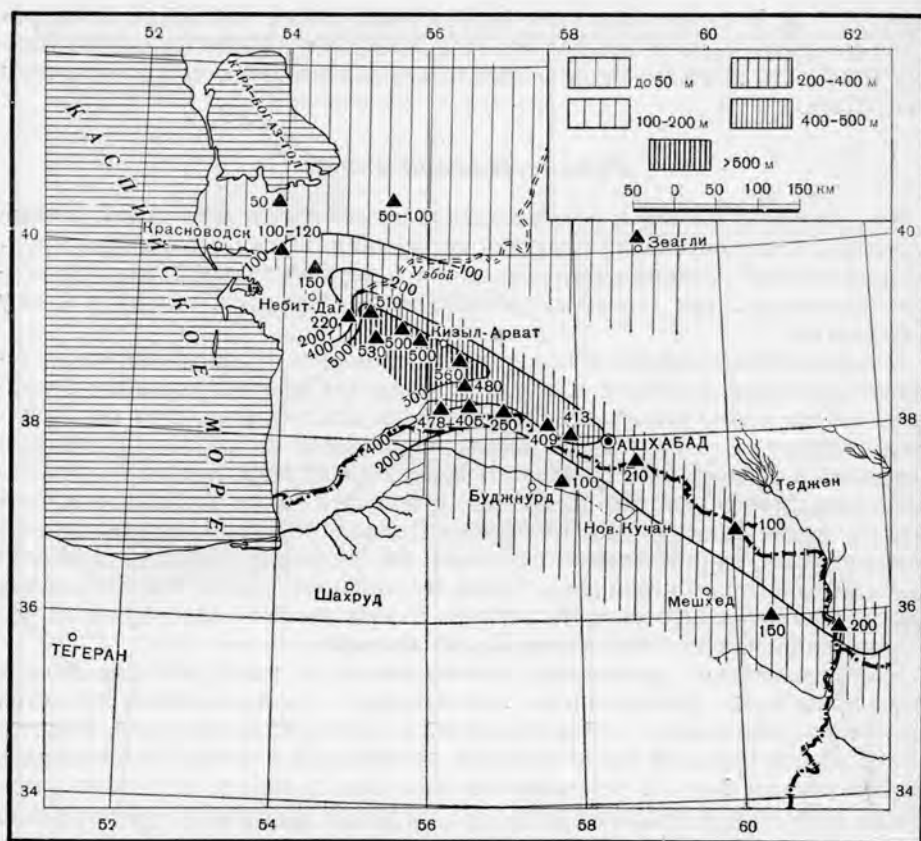


Рис. 21. Схема распределения мощности отложений сеноманского яруса

на Малом Балхане возрастает до 200 м в юго-западной его части и более чем до 400 м в северо-восточной. В западном и центральном Копет-Даге мощность турона, вероятно, не превышает 100—200 м. Иной порядок мощностей указывают Ф. Клапп и В. П. Мирошниченко для восточного Хирасана. Первый определяет ее здесь в 1300 м (перевал Муздеран), второй — в 950 м. Не исключено, однако, что часть этой толщи имеет более древний — сеноманский — возраст. Все же огромные мощности туронского яруса восточного Копет-Дага с несомненностью свидетельствуют о начале крупных прогибаний в этом районе. Итак, если в сеноманском веке Северо-Копетдагский прогиб начал развиваться в западном Копет-Даге, то в туроне прогибания захватили северную часть восточного Копет-Дага. Относительно приподнятым оставался здесь только один участок — в районе Гяурской антиклинали, где мощность сеномана не превышает 200 м, а турона — 100 м. Слияние обеих частей прогиба в единую зону произошло лишь в сеноне.

Участки относительных поднятий центрального Копет-Дага, наметившиеся в сеноманском и туронском веках, в нижнем сеноне проявились более четко. В южных районах центрального Копет-Дага и, вероятно, также в Ала-Даге происходили заметные поднятия. Следствием этих движений является залегание на неокомских отложениях в хр. Шелами (среднее течение Атрека) малоомощных устричников, по-видимому, маастрихтского возраста. В верхнем течении Атрека, в хр. Сиз-Пянджа-Даг, по П. И. Калугину, нижний сенон отсутствует. Нет его и на северном склоне

Эльбурса, где разрез верхнего мела начинается кампанским ярусом. Эти данные позволяют говорить о поднятии Эльбурса, Ала-Дага и южных хребтов Копет-Дага в нижнем сеноне; вероятно, они покрывались морем лишь частично и на непродолжительное время.

Севернее, в пределах западного Копет-Дага, в районе Гяурской антиклинали, Келятинской синклинали и антиклиналей северной части восточного Копет-Дага в течение нижнего сенона и кампана происходило накопление мощной серии однообразных карбонатно-глинистых флишеподобных осадков. Сходными породами сложен нижний сенон и в северной части района: на Туар-Кыре, побережье Кара-Богаз-Гола и Большом Балхане, где отмечено лишь сильное сокращение мощностей.

В кампанском и особенно маастрихтском веках несомненно происходили локальные поднятия. Во многих районах наблюдается трансгрессивный характер залегания маастрихтских отложений. Это очевидно для северного Эльбурса, где темносерые известковистые глины маастрихта, нижние горизонты которых, возможно, имеют кампанский возраст, трансгрессивно перекрывают нижнемеловые и более древние породы. Это же можно наблюдать и в южных районах Копет-Дага — по среднему и верхнему течению Атрека, где маломощные осадки маастрихтского яруса трансгрессивно перекрывают более древние отложения сенона или, как в районе хр. Шелами, ложатся непосредственно на неоком. Ф. Клапп отмечает в восточном Копет-Даге несогласие между известняками, имеющими, вероятно, маастрихтский возраст, и нижележащими слоями мела.

В маастрихтском веке только в пределах западного Копет-Дага, Большого Балхана и в районе Гяурской антиклинали продолжали отлагаться мергелисто-глинистые осадки, обычные для более низких горизонтов сенона. В пределах всего зарубежного Копет-Дага, а на советской территории в восточном Копет-Даге в маастрихтский век существовал, по-видимому, чрезвычайно мелководный бассейн, в котором отлагались маломощные сильно песчанистые известняки, иногда переходящие в известковистые песчаники; кое-где встречаются устричные банки. В восточном зарубежном Копет-Даге, по наблюдениям В. П. Мирошниченко, верхние горизонты сенона в значительной степени сложены косослоистыми песчаниками; они покрываются известняками, возраст которых, по аналогии с напоминающими их известняками меанинской свиты советской части восточного Копет-Дага, может быть маастрихтским.

В восточном Эльбурсе на нижнемеловых отложениях лежат известняки, в которых Л. С. Либрович нашел сенонскую фауну; по внешнему облику они напоминают маастрихтские известняки хр. Сиз-Пянджа-Даг.

В сеноне после длительного перерыва, охватившего юрское и нижнемеловое время, под уровень моря погрузился массив центрального Ирана. По данным Г. Шенка, А. Ривьера и др., вдоль южного склона Эльбурса и Ала-Дага, а также во внутренних районах Дешт-и-Кевира развиты сенонские известняки с богатой фауной рудистов. Обильная рудистовая фауна известна и в ряде районов восточного Копет-Дага. Появление в верхнем сеноне восточного Копет-Дага теплолюбивой фауны рудистов указывает на установление связи между южным и северным бассейнами (рис. 22), однако сообщение это было кратковременным и имело место лишь на востоке Копет-Дага. Чрезвычайно мелководные, вероятно неоднократно осушавшиеся участки центрального Копет-Дага не давали возможности проникнуть теплолюбивой фауне на север, в пределы северной части центрального Копет-Дага и в западный Копет-Даг. Отсутствие рудистов в маастрихтских глинах на северном склоне Эльбурса дает основание предполагать, что и здесь между северными и южными бассейнами не было сообщения и что горное сооружение Эльбурса возвышалось над уровнем моря.

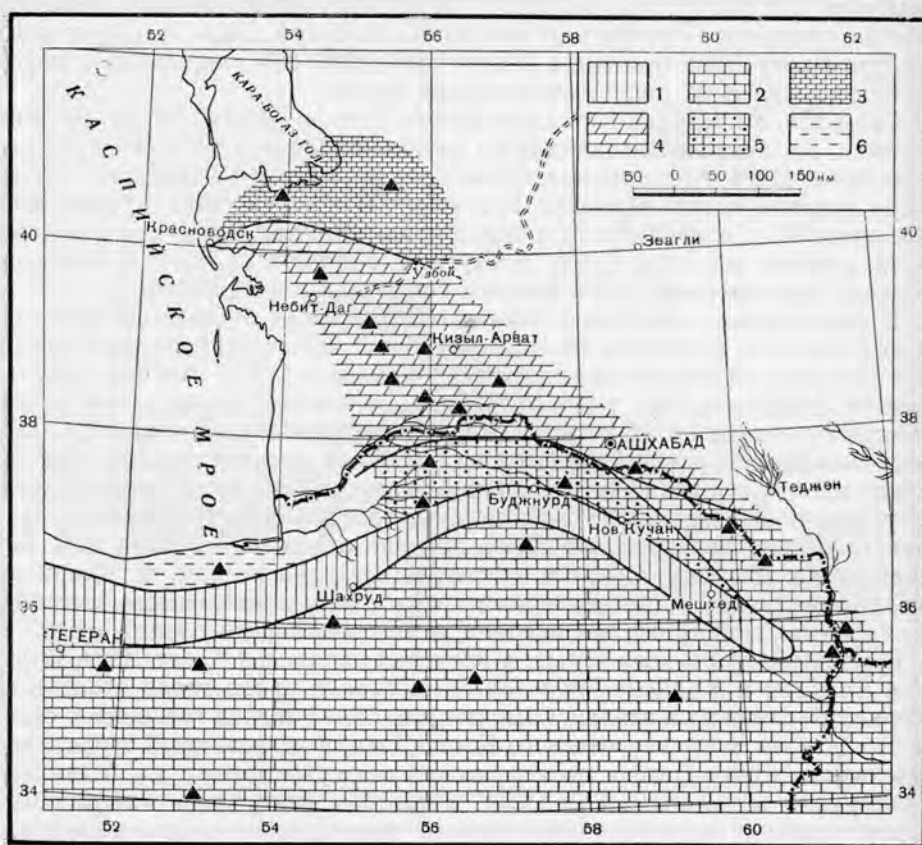


Рис. 22. Схема распространения отложений маастрихтского яруса
1 — суша; 2 — известняки; 3 — пясчий мел; 4 — мергели и известковистые глины; 5 — маломощные песчанистые известняки и известковистые песчаники; 6 — глины

На крайнем севере, на Туар-Кыре, южном берегу Кара-Богаз-Гола в маастрихтское время отлагался белый пясчий мел небольшой мощности (Трифонов, 1940).

На рис. 23 приведена схема, иллюстрирующая распределение мощностей туронского и сенонского ярусов. Наметившиеся в сеномане участки поднятий и прогибаний продолжали развиваться в том же плане и в туронском, и в сенонском веках. Как уже отмечалось, в туронском веке начались прогибания в северной зоне восточного Копет-Дага. В сеноне они захватили район Гяурской антиклинали, бывший в сеноманское и туронское время относительно приподнятым. Максимальные прогибания в туронском и сенонском веках происходили в восточном Копет-Даге, где для некоторых мест В. П. Мирошниченко указывает мощность осадков примерно в 2000 м. В западном Копет-Даге мощности тех же пород составляют 500—700 м, увеличиваясь до 1300 м только в северной части Малого Балхана. Южные районы Копет-Дага были относительно приподняты.

В датском ярусе (рис. 24) поднятия в пределах внутренних районов Копет-Дага и на всей территории восточного Копет-Дага привели к полному осушению моря. Здесь начали отлагаться лагунно-континентальные осадки, представленные сильно загипсованными красноцветными глинами и глинистыми песчаниками. Ф. Клапп указывает на присутствие в датских отложениях восточного Хорасана также и конгломератов.

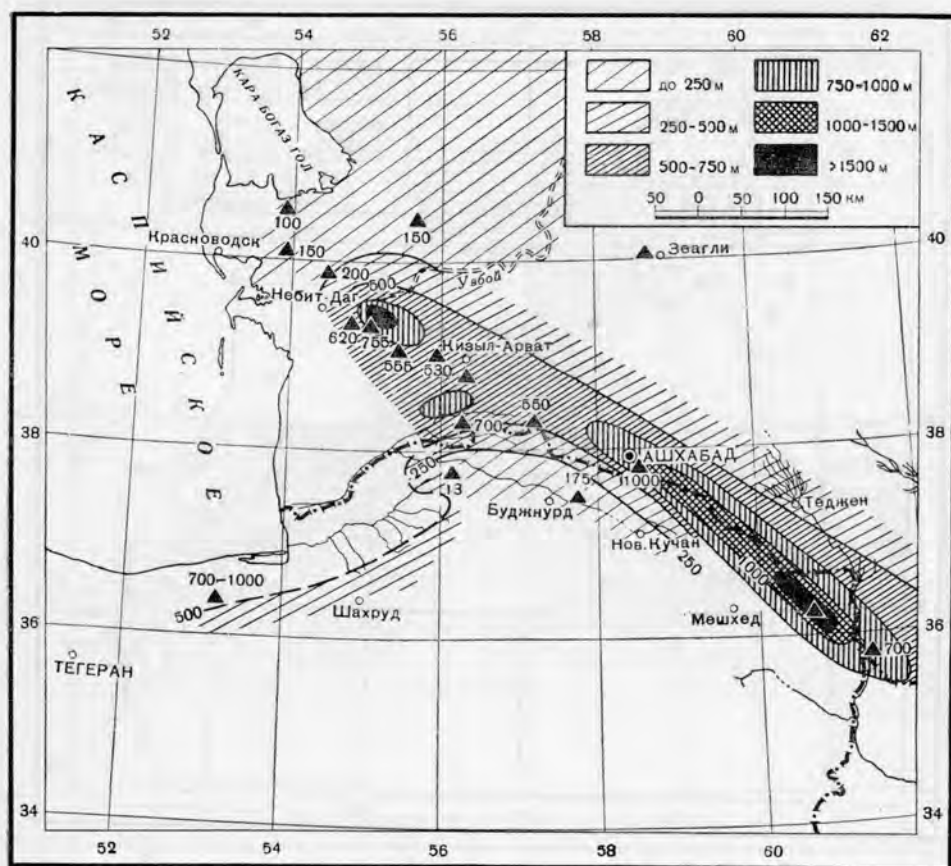


Рис. 20. Схема распределения мощности отложений туронского и сенонского ярусов

Иного характера осадки известны в северной части центрального Копет-Дага, в районе Гяурской антиклинали, и к востоку от нее. Здесь датский ярус выражен морскими средне- и крупнозернистыми кварцевыми известковистыми песчаниками и глинистыми или песчанистыми известняками с фауной наутилоидей. По-видимому, источник сноса находился сравнительно недалеко к югу.

В западном Копет-Даге отлагались осадки того же типа, что и в сеноне. На Малом Балхане датский ярус выражен глинами.

Севернее, на Большом Балхане, в Туар-Кыре и Кара-Богазе, датские слои представлены мшанковыми известняками, иногда песчанистыми, обычно залегающими трансгрессивно на более древних горизонтах сенона.

В северном Эльбурсе к датскому ярусу относят плотные глины с прослоями разнозернистых песчаников, мощностью 250 м. В других районах Эльбурса слои с фауной датского яруса не обнаружены.

Мощность пород датского яруса обычно невелика; только в Эльбурсе, центральном и восточном Копет-Даге она достигает 150—250 м; в западном Копет-Даге и к северу от него она значительно меньше — обычно не превышает 50 м; на Большом Балхане мощность равна 150 м.

Заканчивая изложение истории развития Туркмено-Хорасанских гор в верхнемеловую эпоху, отметим ее основные моменты.

В начале верхнего мела произошла существенная перестройка плана расположения областей поднятий и опусканий. Области максимальных

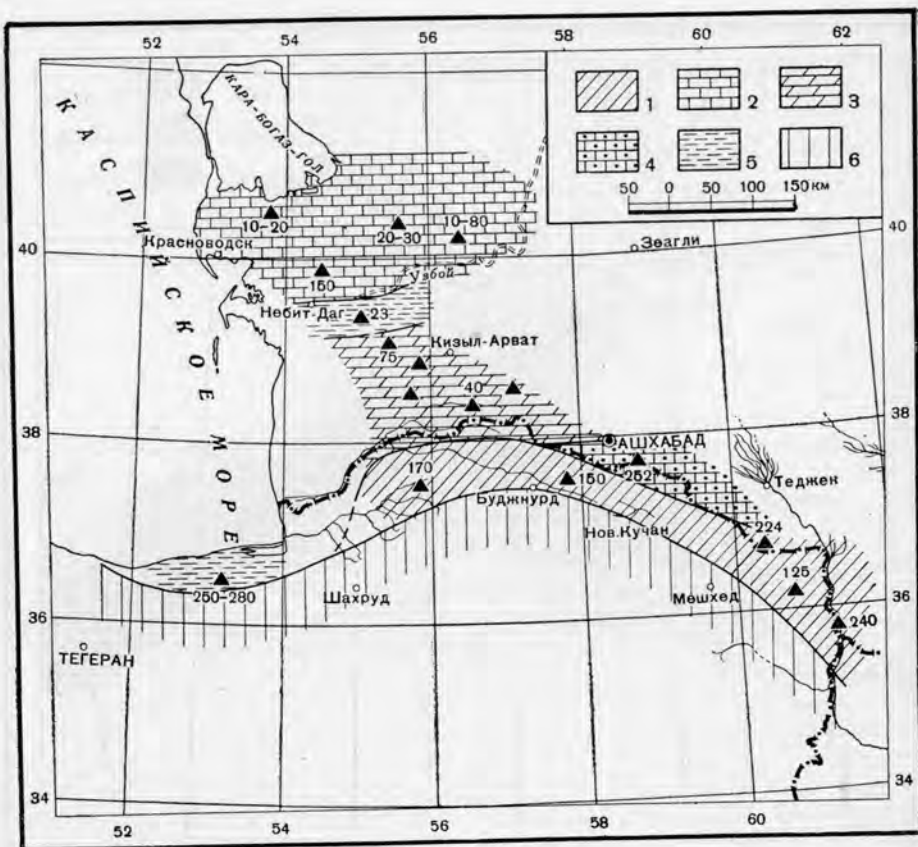


Рис. 24. Схема распространения отложений датского яруса

1 — континентальные красноцветные песчано-глинистые породы; 2 — известняки; 3 — мергели, известковистые глины; 4 — известковистые песчаники; 5 — глины; 6 — суша.
Цифрами показана мощность датских отложений (м)

прогибаний нижнемелового времени стали областями поднятий, зоны прогибов сместились к северу. Впервые в меловом периоде значительные опускания распространились на районы восточного Копет-Дага.

Наблюдается следующая последовательность во времени прогибаний отдельных участков рассматриваемой территории: в сеномане они были максимальными в западном Копет-Даге, в туроне начал интенсивно прогибаться восточный Копет-Даг, в сеноне восточная и западная впадины слились в единый верхнемеловой прогиб. Таким образом, в верхнем мелу произошло заложение прогиба северо-западного простирания, на месте которого ныне располагается Передовой хребет западного Копет-Дага. Аналогичный прогиб, но с осадками несколько меньших мощностей существовал в верхнем сеноне к югу от Ала-Дага и в северной части Эльбурса. В пределах южного Копет-Дага, в Ала-Даге и в осевой зоне Эльбурса находилась область поднятий, — верхнемеловые породы здесь отсутствуют или характеризуются очень небольшими мощностями; разрез обычно неполный.

Суммарная мощность пород верхнего мела приведена на рис. 25. Зона максимальных мощностей верхнего мела в восточном и центральном Копет-Даге вытянута сравнительно узкой полосой северо-западного простирания. В западном Копет-Даге она сильно расширяется и как бы разделяется на две разные зоны, одна из которых поворачивает на юго-

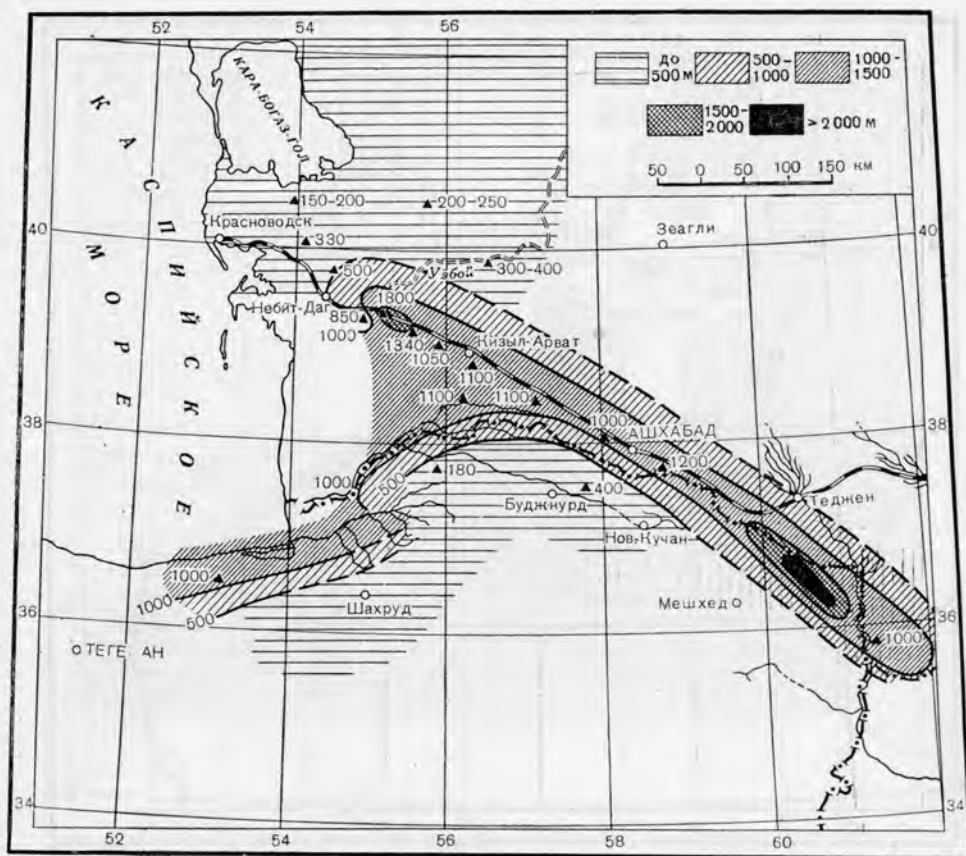


Рис. 25. Схема распределения мощности отложений верхнего мела

запад, располагаясь непосредственно к северо-западу от поднятия центрального Копет-Дага, вторая протягивается далее на северо-запад, вплоть до Малого Балхана, к западу от которого можно предполагать замыкание верхнемелового прогиба.

К верхнемеловому времени относится заложение того структурного плана западного Копет-Дага, который мы наблюдаем сейчас: 1) линейно вытянутый Передовой хребет, возникший в пределах верхнемелового прогиба северо-западного направления; 2) складки юго-западного простирания, располагающиеся параллельно южной границе крупных верхнемеловых прогибов.

ТРЕТИЧНЫЙ ПЕРИОД

Палеогеновая эпоха

В палеогеновое время продолжали существовать два самостоятельных бассейна, разделенных полосой поднятий Эльбурса и Ала-Дага. Только в эоцене на сравнительно короткий промежуток времени возникла связь между южным и северным бассейнами.

Регрессия моря, начавшаяся в датском веке, достигла максимума в палеоцене. В это время море было только на севере рассматриваемой территории. В западном Копет-Даге к палеоцену относятся чалджинская и

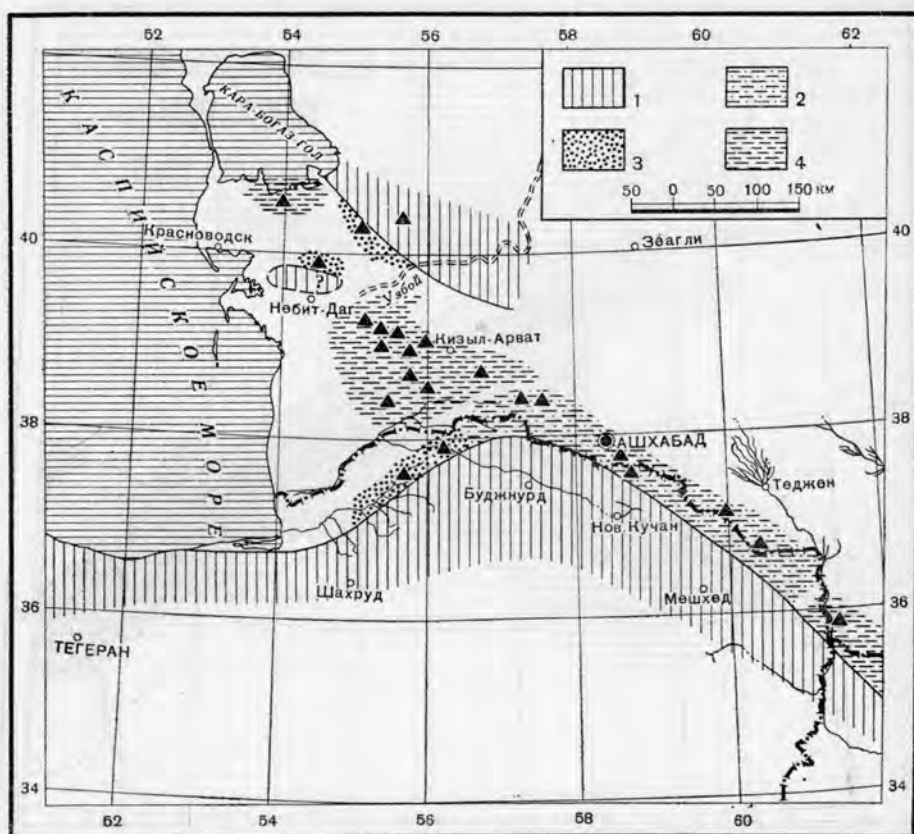


Рис. 26. Схема распространения сузакских отложений (нижний эоцен)
1 — суша; 2 — глинистые песчаники и песчаные глины; 3 — песчаники; 4 — глины

данатинская свиты, сложенные глинами. Лишь здесь сохранилась нормально-морская фауна палеоцена. Севернее, в районе Большого Балхана О. С. Вялов (1947^{1, 2}, 1951) относит к бухарскому и сузакскому ярусам песчаники, лежащие в основании палеогеновой толщи. На южном берегу Кара-Богаз-Гола бухарский ярус отсутствует и разрез начинается пестроцветной свитой глин, параллелизуемой О. С. Вяловым с сузакским ярусом. Следовательно, северная граница палеоценового бассейна была южнее. Южная его граница проходила в Туркмено-Хорасанских горах, по-видимому несколько южнее государственной границы СССР, так как в восточном Эльбурсе и Ала-Даге, по наблюдениям Л. С. Либровича и К. И. Богдановича, палеоценовые осадки отсутствуют; меловые отложения покрываются здесь нуммулитовыми известняками эоцена. Отсутствие палеоценовых осадков на южном побережье Каспия вдоль северного склона Эльбурса позволяет предполагать, что южная граница палеоценового бассейна проходила здесь севернее современной береговой линии моря.

На восток глинистые осадки палеоцена прослеживаются до района Бахардена. Восточнее, в Ашхабадском районе, палеоцен выражен плотными кварцевыми песчаниками бухарского яруса и глинистыми песчаниками сузакского яруса (рис. 26).

В восточном Копет-Даге в начале бухарского времени шло накопление известняков, доломитов, гипсов и глин, а позднее, также как и в сузак-

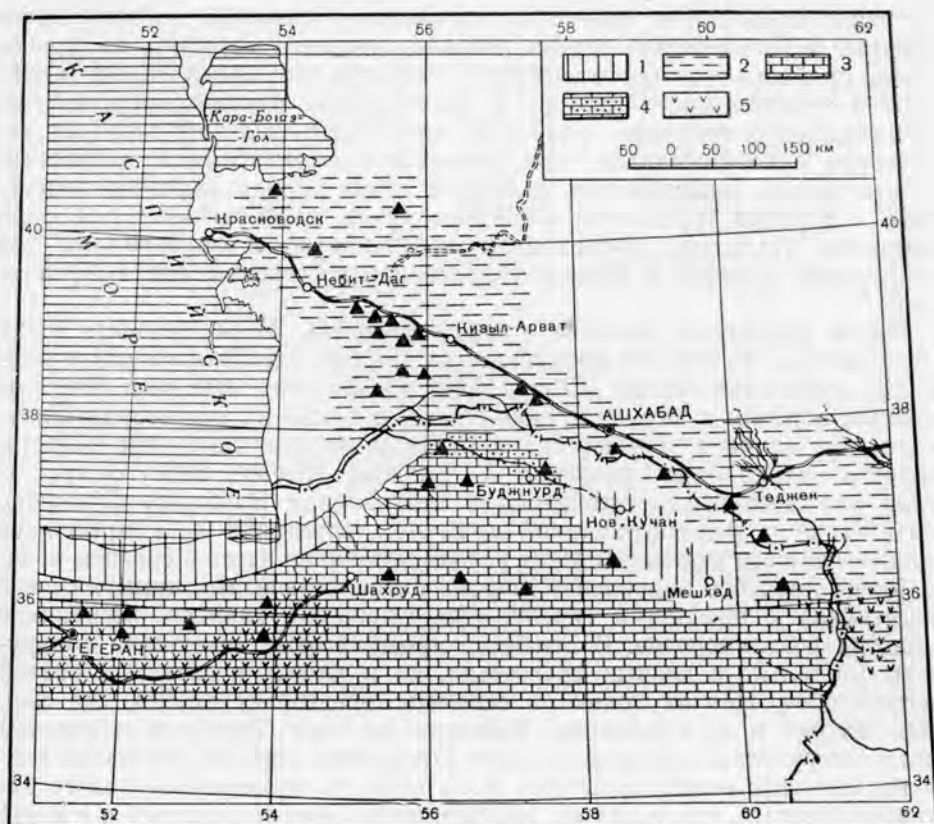


Рис. 27. Схема распространения отложений среднего эоцена
 1 — суша; 2 — глины; 3 — нуммулитовые известняки; 4 — известковистые
 песчаники; 5 — вулканические породы

ское время, песчанистых глин и кварцевых песчаников. Еще восточнее, по течению рек Теджен и Кушка, в бухарское время образовывались песчано-глинистые осадки, а в сузакское — преобладающе глинистые. Южнее, в районе Муздеранского перевала, разрез палеогена начинается эоценовыми известняками. В палеоцене здесь была уже область размыва.

В южных хребтах Копет-Дага, в Ала-Даге и к югу от него, в пустыне Дешт-и-Кевир морские палеоценовые осадки не установлены. По южному склону Ала-Дага и в некоторых межгорных впадинах морские эоценовые слои подстилаются красноцветными лагунно-континентальными отложениями, большая часть которых принадлежит датскому ярусу, но возможно, что верхние их горизонты имеют палеоценовый возраст.

Итак, в палеоцене наблюдалось сокращение морского бассейна. Море сохранилось лишь на севере; в отдельных депрессиях шло накопление красноцветных континентальных отложений.

В среднем эоцене началась новая трансгрессия (рис. 27), захватившая всю Туркмению и широко распространившаяся на север, запад и восток. Морской бассейн возник и к югу от Туркмено-Хорасанских гор. Море проникло также в пределы последних, и в эоцене только сравнительно небольшие участки суши разделяли северный и южный бассейны. В западном Копет-Даге в это время накопилась мощная (500 м) толща глин, лишь в нижних горизонтах которых заметную роль играют мергели, а

в верхних появляются глинистые песчаники. Глинистые осадки характеризуют и большинство других районов северного бассейна, за исключением крайнего восточного участка, в Бадхызе, где осадки эоцена (алайского и туркестанского ярусов) в значительной степени представлены песчаниками. В основании алайского яруса здесь залегает горизонт известняков и ракушечников, чередующихся с доломитами и мергелями. Отличительной особенностью палеогена этого района является присутствие в верхних горизонтах алайского яруса туфобрекчий и покровов андезитов. Излияния происходили неоднократно и захватывали все междуречье Теджена и Кушки; широко распространены они в Афганистане.

Иначе проходило развитие южного бассейна. Море проникло сюда с юго-востока, из области восточно-иранских гор, где обнаружены и морские палеоценовые осадки (Clapp, 1940). Нижнеэоценовые слои известны главным образом в юго-восточном Иране, а также на территории Пакистана; они не распространяются в пределы интересующей нас области. Имеется только одно указание А. Ривьера (Rivière, 1934) о присутствии нижнеэоценовых отложений в центральном Эльбурсе. Очевидно, большая часть рассматриваемой иранской территории не покрывалась нижнеэоценовым морем. Морские условия возникли здесь в среднем эоцене, когда началось накопление широко распространенных нуммулитовых известняков с прослоями гипсоносных глинистых сланцев, песчаников и иногда конгломератов. В Эльбурсе нуммулитовые известняки обнаружены не только в южных предгорьях, но и далеко к северу, в осевой части хребта. Нет их только в северных предгорьях хребта, где они, по-видимому, и не отлагались. Большая же часть Эльбурса в среднем эоцене погрузилась под уровень моря. Отсутствие морских эоценовых слоев на северном склоне Эльбурса и во всей его прибрежной полосе заставляет считать, что поднятия, разделявшие в эоцене северный и южный бассейны, располагались к северу от Эльбурса, захватывая только его северные предгорья.

К среднему, а возможно, и к верхнему эоцену относятся широко развитые в южных предгорьях Эльбурса и распространяющиеся далеко на юг так называемые «зеленые слои». Это — флишеподобное чередование мергелей, песчаников и глин, в той или иной степени обогащенных вулканическим материалом; они переходят в туффиты, туфы и эруптивные покровы, содержащие пласты известняков. Имеющиеся данные позволяют считать «зеленые слои» одновозрастными нуммулитовым известнякам центрального Эльбурса и более восточных районов. Здесь имеются только различные типы осадков, отлагавшихся в различных условиях.

Как в центральной части Эльбурса, так и на южном его склоне эоценовые слои измеряются несколькими тысячами метров. «Зеленые слои» эоцена распространяются далеко на юг, в глубь иранского среднегорья. Поэтому трудно предположить, что поступление материала в эоценовый прогиб южного Эльбурса происходило только с юга; вполне вероятно, что он поступал и с севера, с суши, находившейся севернее Эльбурса.

В олигоцене начинается регрессия моря. В западном Копет-Даге в это время отлагались глины торымбеурской и майкопской свит, мощность которых превышает 1000 м. В восточном направлении, в районе горы Эззет и в окрестностях Кизыл-Арвата, породы становятся песчанистыми и включают многочисленные устричные прослои, что, вероятно, связано с приближением к области поднятий.

Относительно палеогеографической обстановки в восточном Копет-Даге сказать ничего нельзя, так как олигоценные отложения там отсутствуют (они или не отлагались или были размыты в последующее время).

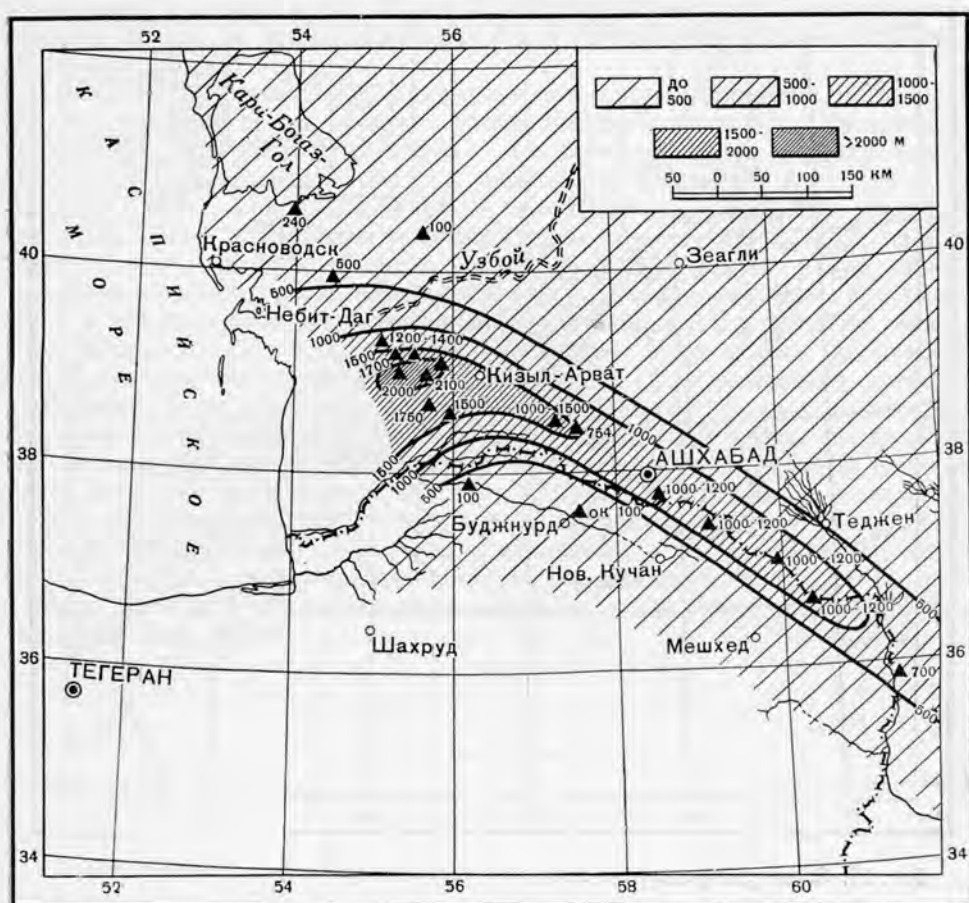


Рис. 28. Схема распределения мощности морских отложений палеогена

На севере, на Красноводском полуострове и на Туар-Кыре¹, слои, соответствующие торымбеурской свите (или по О. С. Вялову — верхнеферганскому ярусу), выражены, как и в южных районах, глинистыми осадками, но значительно меньшей мощности (150 м на Большом Балхане, 60 м на Туар-Кыре, 100 м в районе Кызыл-Купа). В верхнеферганское время морской бассейн, в котором отлагались глинистые осадки, протягивался далеко на север, в область Устюрта (Вялов, 1951).

Осадки майкопской свиты выделены только в западном Копет-Даге. Севернее аналоги майкопской свиты, очевидно, смыты. Разрыв верхних горизонтов майкопской свиты за время между олигоценным и тортонским веками установлен и в западном Копет-Даге. В некоторых местах майкопские отложения размыты здесь целиком, так что слои среднего миоцена ложатся на зеленые глины торымбеурской свиты. Мощность майкопской свиты невелика. От размыва на описываемой территории сохранилось лишь 15—30 м осадков, и только в наиболее крупных синклиналях — Карагезской и Эзетской — мощность майкопа достигает 250—350 м. Объясняется это не только тем, что осадки майкопской свиты были здесь меньше подвержены размыву, но, по-видимому, и тем, что

¹ По последним наблюдениям В. П. Петрова, разрез палеогена на Туар-Кыре заканчивается эоценовыми слоями; олигоцен там отсутствует. Не исключено, что отсутствие олигоцена вызвано его размывом в нижнемиоценовое время.

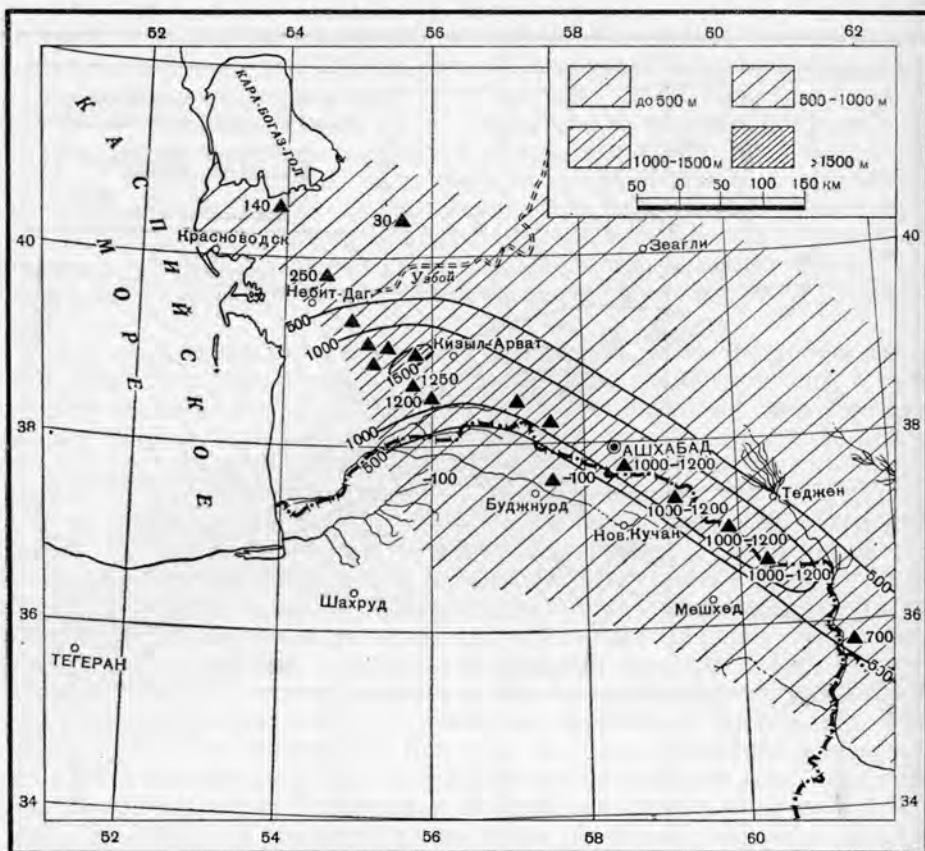


Рис. 29. Схема распределения мощности палеоценовых и эоценовых отложений

эта зона испытывала в майкопское время большие прогибания, чем другие участки западного Копет-Дага.

На северном склоне Эльбурса майкопские отложения представлены глинами с редкими прослоями песчаников, мощностью 100 м. Эти выходы принадлежат еще северному олигоценному бассейну.

В самом конце олигоценного времени в центральном и восточном Копет-Даге начались крупные поднятия, получившие основное развитие уже в нижнем миоцене. Они знаменуют начало нового этапа в развитии этой горной страны.

К югу от Туркмено-Хорасанских гор морские олигоценные осадки отсутствуют. К олигоцену здесь, возможно, частично относятся красноватые континентальные породы, покрывающие слои морского эоцена (большая их часть имеет миоценовый возраст).

Иные условия характеризовали олигоценное время в южных районах Эльбурса. К олигоцену здесь полностью или частично относят толщу порфиритовых покровов, чередующихся с туфами и красноватыми песчаниками, которые у южных поднятий переходят в красноватые же конгломераты. Как отмечает С. А. Трескинский, эти породы залегают между зеленой толщей эоцена и гипсово-соленосным миоценом. Порфириновые покровы распространены по всему южному Эльбурсу; они известны также далеко на западе, юге и востоке; мощность их достигает многих сотен метров. В олигоцене произошло поднятие так называемой Старо-Эльбурской антиклинали, в результате чего области прогибаний

сместились к северу и югу. Судя по небольшой мощности осадков майкопской свиты, на севере опускания были незначительны, на юге же они достигли больших величин.

Заканчивая описание истории развития рассматриваемой области в нижнетретичное время, считаю необходимым подчеркнуть следующее. В верхнем мелу система Эльбурс — Ала-Даг — Биналуд и центральный Копет-Даг представляла область устойчивых поднятий, к северу и к югу от которой находились участки значительных прогибаний. Приблизительно такие же условия сохранились и в палеогене. В палеоцене, в связи с общей регрессией моря, области поднятий сильно расширились. В эоцене, наоборот, море трансгрессировало не только в районы прогибов, но и в пределы относительно приподнятых участков. В олигоцене движения сделались более дифференцированными. Увеличилось количество грубообломочного материала, поступавшего с поднимающихся хребтов; произошло некоторое расширение областей поднятий; зоны крупных прогибаний мигрировали к северу и к югу. Приведенные схемы распределения мощностей морского палеогена, палеоценовых и эоценовых осадков (рис. 28 и 29) показывают, что зона крупных прогибаний в палеогеновую эпоху располагалась примерно в тех границах, что и в верхнемеловое время. Максимальные мощности установлены в западном Копет-Даге; в восточном направлении они несколько сокращаются. К югу от палеогенового прогиба, в южных хребтах Копет-Дага, мощность всего палеогена не превышает 100 м.

ГЛАВА 6

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ В НЕОГЕНЕ И ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ

До сих пор при восстановлении истории развития мы пользовались анализом карт фаций, мощностей, перерывов в осадконакоплении и несогласий. Для неогена, в особенности для четвертичного периода, существенное значение приобретает анализ истории формирования рельефа.

Фаунистически охарактеризованные осадки неогеновых и четвертичных морей имеются лишь на ограниченной части рассматриваемой территории. Большая часть Туркмено-Хорасанских гор в неогеновое и четвертичное время была сушей. Интенсивные поднятия и складкообразование создали здесь высокие хребты, которые затем разрушались, и в межгорных депрессиях накапливались континентальные грубообломочные отложения, возраст которых иногда определяется в очень широких пределах. Поэтому при реконструкции истории развития неоген-четвертичного этапа существенное значение приобретают методы геоморфологического анализа. С этой целью перед изложением истории неоген-четвертичного времени дается краткий геоморфологический очерк (описание рельефа и его возраст).

Здесь же следует отметить, что если для мезозойского и палеогенового этапов мы рассматривали Туркмено-Хорасанские горы по возможности на широком геологическом фоне, то для неогена и четвертичного периода необходимый материал имеется лишь для северной их половины — по Копетдагскому мегантиклинорию и некоторым прилежащим к нему участкам. Поэтому историю неогена и четвертичного периода мы можем восстановить с достаточной степенью точности только в отношении Копетдагского мегантиклинория, Большого Балхана и отчасти Закаспийской впадины. Именно эти территории и являются главными объектами нашего исследования.

РЕЛЬЕФ КОПЕТДАГСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ И ЕГО ВОЗРАСТ

До самого последнего времени в геоморфологическом отношении Копет-Даг оставался почти не изученным. Единственное исключение составляла работа Е. М. Великовской (1947), в которой, основываясь на собственных кратковременных наблюдениях и литературных данных, автором дано геоморфологическое описание части западного Копет-Дага. Е. М. Великовская, вслед за Н. П. Васильковским, выделяет широко развитую в западном Копет-Даге водораздельную поверхность выравнивания, срезающую смятые в складки породы вплоть до неокома. Она при-

водит описание отложений, развитых на этой водораздельной поверхности, которые, судя по общему их характеру и по условиям залегания, она рассматривает как аллювиальные или озерно-аллювиальные отложения предположительно верхнеплиоценового возраста, приуроченные к древней речной сети.

В 1952 г. изучением геоморфологии юго-западной Туркмении занималась В. А. Растворова (1958), давшая цельную картину истории формирования рельефа западного Копет-Дага и Большого Балхана. Ею сделаны важные выводы и по новейшей тектонике. Исследования В. А. Растворовой были продолжены автором в 1953 г. в центральном и восточном Копет-Даге, что позволяет теперь дать схему развития рельефа всего Копетдагского мегантиклинория¹. Геоморфологическая изученность его неодинакова, так как юго-восточные районы находятся за пределами СССР. Для этих территорий можно сейчас дать лишь самую общую схему. Существенную помощь в этом оказывает анализ детальных топографических карт. Многие интересные геоморфологические наблюдения содержатся в работах А. Ф. Соседко (1932), В. П. Мирошниченко (1947), П. И. Калугина (1956), Л. Томсона (1938) и др.

Характерными особенностями рельефа Копет-Дага являются: 1) соответствие главнейших форм рельефа основным структурным элементам, 2) широкое развитие плоских и сложенных водоразделов и поверхностей, позволяющих выделить в горном сооружении Копет-Дага три разновозрастных яруса рельефа.

При взгляде на геологическую карту видно, что основные антиклинальные структуры Копетдагского мегантиклинория сложены нижнемеловыми, главным образом неокомскими отложениями, а в восточной части — и верхнеюрскими. Это очень плотные, трудно поддающиеся разрушению известняки, и естественно, что наиболее крупные положительные формы рельефа соответствуют наиболее крупным антиклинальным структурам.

Синклиналильные структуры выполнены преимущественно относительно рыхлыми песчано-глинистыми отложениями апта, альба и сеномана. Поэтому синклинали нередко выглядят сейчас как межгорные понижения, к которым обычно приурочена речная сеть, хотя нередко можно наблюдать, как реки секут антиклинальные структуры. Характерная особенность рельефа Копетдагского мегантиклинория — вытянутая во всю его длину в виде огромной пологой дуги система хребтов, соответствующих антиклиналям, и межгорных долин, соответствующих синклиналям.

В пределах северо-западного и северо-восточного крыльев мегантиклинория нередко можно наблюдать подобную же закономерность. В виде четко выраженного в рельефе хребта выступают антиклинали Передового хребта западного Копет-Дага, Данатинская антиклиналь, Малый Балхан, сложенные преимущественно неокомом, на востоке — хребты восточного Копет-Дага, представляющие брахиантиклинальные складки и сложенные породами нижнего и верхнего мела.

Однако в пределах крыльев Копетдагского мегантиклинория, выполненных преимущественно породами верхнего мела, палеогена и неогена, нередко можно наблюдать и обращенный рельеф, где хребты соответствуют синклиналильным структурам, а понижения — антиклиналям. Обычно это наблюдается в том случае, когда синклинали сложены плотными известняками и известковистыми песчаниками миоцена, а антиклинальные структуры — глинами палеогена. Такой обращенный рельеф широко развит в западном Копет-Даге, где среди обширнейшей выровненной по-

¹ После того как работа была написана, Г. И. Каляев (1957) опубликовал краткое описание геоморфологии Копет-Дага, во многом близкое нашему.

верхности палеогеновых отложений резко воздымаются иногда почти неприступные хребты, вершины которых сложены плотными известняками и песчаниками миоцена. Это — горы Эззет и Карагез, по имени которых и названа эта синклинальная зона, горы Узек-Даг Узекдагской синклинали, Кулмач, Каляуз и многие другие.

Реже обращенный рельеф можно наблюдать в породах верхнего мела (мергели) или палеоцена (плотные песчаники) в восточной части Копет-Дага. Лучше всего это можно видеть на примере Келятинский синклинали. Сложенная преимущественно песчаниками датского яруса и палеоцена, эта синклиналь в виде обширного высокогорного плато, ограниченная крутыми, почти неприступными обрывами, резко (на 500—700 м) воздымается над выровненной поверхностью альбо-сеноманских и нижнесенонских, преимущественно глинистых пород.

В условиях южной Туркмении с континентальным климатом и почти полным отсутствием растительности литологический состав пород имеет решающее значение в образовании тех или иных форм рельефа. Поэтому во многих районах Копет-Дага, где наблюдается чередование пород различного состава и разной прочности, обычно можно наблюдать прекрасно выраженный скульптурно-тектонический рельеф. При взгляде на такие участки с какой-нибудь высокой точки или с самолета можно видеть перед собой как бы разостланную геологическую карту, — настолько четко выражены в рельефе все особенности геологического строения. Характерной деталью строения таких участков являются, например, кольцевые долины вокруг некоторых брахиантиклиналей, возникшие в результате размывов какой-либо более рыхлой пачки сланцев, и т. д. Участки, выполненные палеогеновыми глинами, характеризуются мелкосопочным рельефом типа «bad-lands» с широко разветвленной сетью оврагов и сухих русел. Наряду с эрозионными формами рельефа, в западном Копет-Даге и в окружающих его равнинах развит также и аккумулятивный рельеф.

Такая четкая зависимость морфологии рельефа от литологии пород привела к тому, что остаточные формы древнего рельефа обычно сохраняются только на вершинах хребтов, сложенных породами неокма, в понижениях же между ними, в более рыхлых породах, как правило, формируется следующий, более молодой, ярус рельефа.

Как уже было отмечено выше, второй важнейшей особенностью рельефа Копет-Дага является его ярусность. В пределах Копет-Дага (понимая под этим территорию всего Копетдагского мегантиклинория) выделяются три яруса рельефа, соответствующие трем основным стадиям его формирования (рис. 30—32).

К верхнему, наиболее древнему ярусу рельефа принадлежат высокие хребты центральной и восточной частей Копетдагского мегантиклинория с отметками свыше 2000 м, развитые главным образом к югу от государственной границы. На советской территории верхний ярус рельефа развит лишь в одном, сравнительно небольшом участке — к югу от Ашхабада, в районе вершины Риза. Во время маршрута в этот район мне удалось обнаружить здесь денудационный уровень, расположенный на высоте 2700—2900 м. Поднимаясь в течение всего пути по труднопроходимым ущельям с почти отвесными склонами, совершенно неожиданно попадаешь на выровненное, слегка холмистое плато с низкорельефом. Гора Риза представляет уплощенную вершину обширного пологого свода, вытянутого приблизительно в широтном направлении. Крылья свода не равны. От северного крыла сохранились лишь небольшие реликты, в 1—2 км, которые затем обрываются колоссальным уступом. Южное крыло сохранилось, хотя и оно рассечено поперечными ущельями. Ширина южного крыла составляет 5—6 км. Южнее, в центральной части высокогорного плато, расположена наиболее ровная его

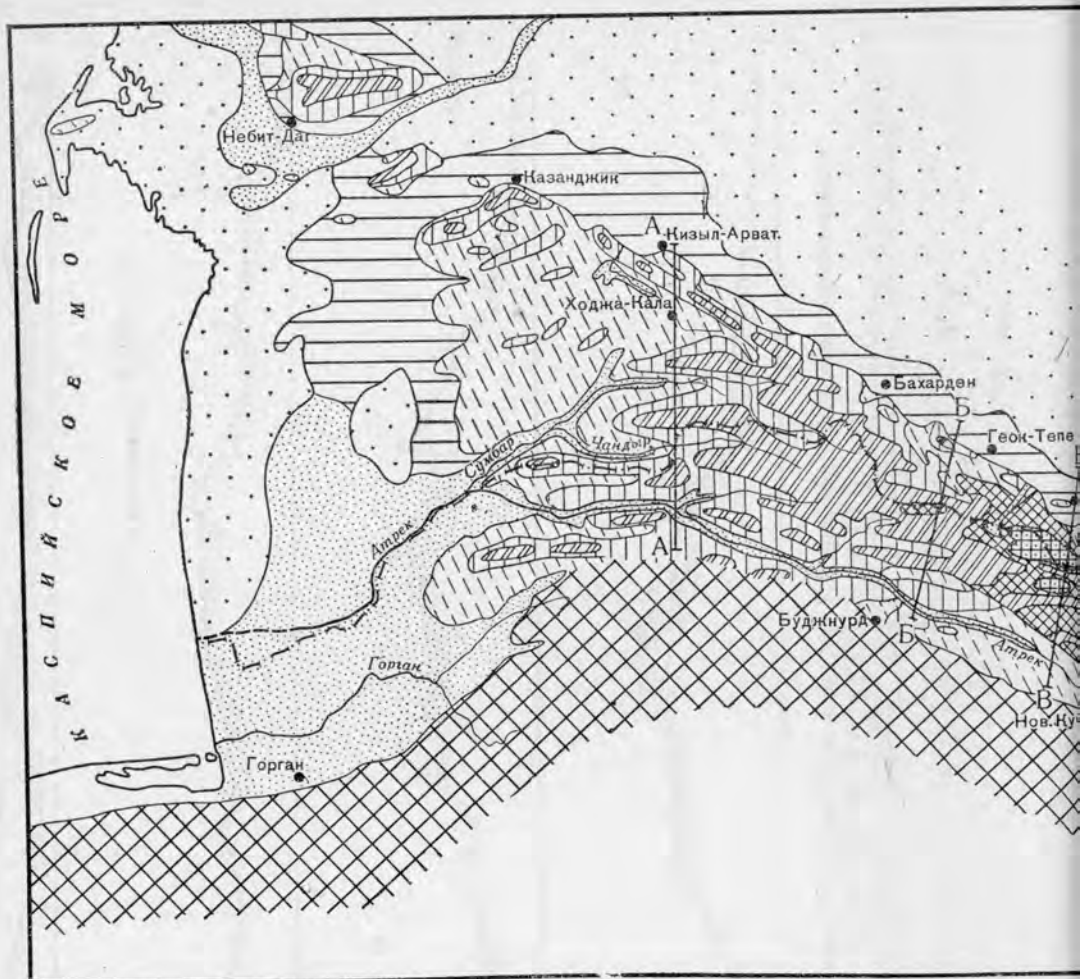


Рис. 30. Схематическая геоморфологическая карта Т
(При составлении карты использованы данные Г. И. Калая)

Генезис и морфология рельефа

1 — верхний ярус выровненного рельефа (равнинно-холмистого, местами низкогогорного)

2 — высокогорный и среднегорный рельеф, сильно расчлененный

3 — средний ярус выровненного рельефа (равнинно-холмистого, местами низкогогорного)

4 — среднегорный и низкогогорный рельеф

5 — нижний ярус выровненного рельефа (древняя денудационно-аккумулятивная предгорная равнина, в настоящее время приподнятая на различную высоту и расчлененная)

6 — аллювиальная равнина и рельеф низких террас речных долин

7 — предгорная пролювиальная равнина

8 — морская и аллювиально-дельтовая равнина, переработанная эоловыми процессами

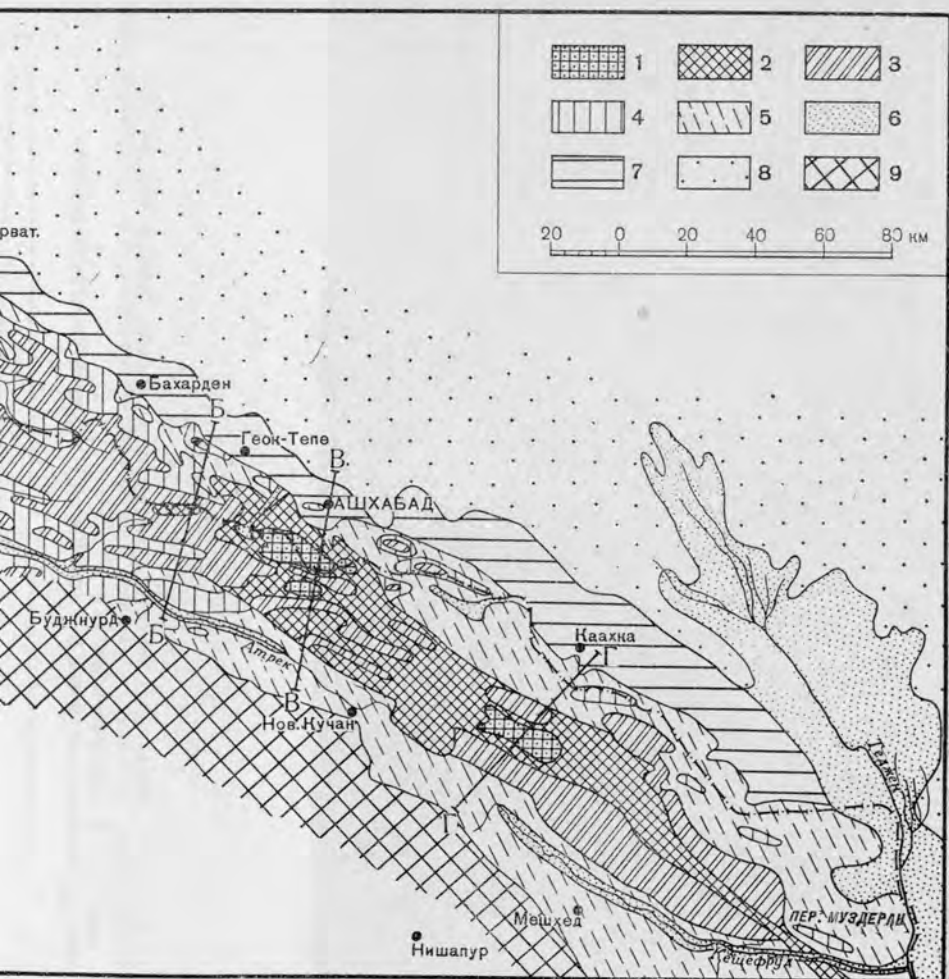
9 — высокогорный рельеф Эльбурса, Ала-Дага и Биналуда не установленного возраста

Рельеф, сформирова
нился благодаря б
и четвертич

Рельеф, сформирова
Рельеф, сформирова
мени. В четве

Рельеф, сформирова
Рельеф, сформирова

Рельеф, сформиров



геоморфологическая карта Туркмено-Хорасанских гор
(использованы данные Г. И. Калыева и В. А. Растворовой.)

Возраст рельефа

- Рельеф, сформированный за период с начала миоцена до верхнего сармата (сохранился благодаря бронирующей роли нижнемеловых известняков). В плиоценовое и четвертичное время изменен процессами тектоники и денудации
- Рельеф, сформированный за период с послесарматского до настоящего времени
- Рельеф, сформированный за период с послесарматского до верхнеапшеронского времени. В четвертичное время изменен процессами тектоники и денудации
- Рельеф, сформированный за период с верхнего апшерона до настоящего времени
- Рельеф, сформированный за период с верхнего апшерона до хвалынского времени
- Рельеф, сформированный за период с хвалынского века до настоящего времени

часть — широкая (от 3 до 6 км) долина, вытянутая в широтном направлении на расстоянии до 20 км. Она начинается в пределах советской территории, в районе колодца Сибир, на отметках приблизительно 2500 м и затем постепенно понижается на запад до 2300—2200 м уже на территории Ирана. К югу от этой долины, возвышаясь над ее днищем на 200—400 м, протягивается небольшой хребет. Для всего Ризского плато характерен слабо рассеченный выположенный рельеф с округлыми, пологими формами. Нередко встречаются заболоченные участки. Всё это напоминает в миниатюре сырты Тяньшаня. В целом Ризское плато представляет единый ярус рельефа, в пределах которого видны реликты более древнего рельефа (широкие плоские долины, холмы, невысокие хребты). Отметим, что неровности Ризской поверхности вызваны не только сохранившимися реликтами древнего рельефа (также в значительной мере структурного), но, по-видимому, и последующим небольшим изгибом этой поверхности: уплощенная долина Ризской поверхности соответствует синклинали, а Ризский свод и хребет, лежащий южнее долины, — антиклинали.

Второй реликт этого наиболее высокого уровня Копет-Дага хорошо виден с пограничных высот к югу от Ризского плато, уже целиком в пределах Ирана. Судя по топографическим картам, он расположен приблизительно на такой же высоте (2500—2800 м), но имеет несколько меньшие размеры.

В большинстве других мест Копет-Дага (включая и зарубежные районы) денудационная поверхность этого наиболее высокого яруса рельефа не сохранилась. О ее существовании в прошлом можно судить по уплощенным вершинам некоторых наиболее высоких хребтов. И только еще в одном месте, в пределах зарубежной территории (судя по топографической карте), сохранился значительный участок этого денудационного уровня. Я имею в виду район вершины Газор-Мачит, самой высокой точки Копет-Дага (3117 м). Здесь на высоте 2800—3000 м сохранился значительный участок слабо всхолмленной поверхности размером приблизительно 20×16 км, обрывающийся со всех сторон резким уступом.

Таковы немногочисленные сохранившиеся реликты этого наиболее высокого и, следовательно, самого древнего денудационного уровня Копет-Дага.

Поверхности второго, более низкого яруса рельефа развиты значительно шире, особенно в западном Копет-Даге, где они занимают выположенные водоразделы хребтов. Впервые на существование их указал К. И. Богданович (1887). Позже об этих поверхностях и покрывающих их лёссовидных породах писал И. И. Никшич (1932). Изучавший их Н. П. Васильковский дал им название Коштамырской поверхности по имени горы в западном Копет-Даге. На широкое развитие денудационной водораздельной поверхности в западном Копет-Даге указывает Е. М. Великовская. Она пишет: «Перед взором наблюдателя, осматривающего Копет-Даг с какой-либо доминирующей вершины, расстилается обширное ровное или слабо волнистое пространство, уходящее далеко в пределы Ирана» (1947). Наиболее подробно эти поверхности описаны в недавней работе В. А. Растворовой (1958).

Коштамырская поверхность выравнивания лучше всего развита в водораздельной части западного Копет-Дага, в верховьях рек Сумбар и Чандыр и далее к югу на иранской территории. Она представляет собой слабо холмистое плато, в перспективе сливающееся в единую выровненную поверхность. Ею срезаются складчатые структуры Копет-Дага, иногда вплоть до неокома. Большей частью она денудационная, но нередко покрыта плащом лёссовидных пород элювиального и пролювиального генезиса. Пологие изгибы поверхности совпадают с тектоническим планом строения этого района. Волнообразные поднятия обычно соответ-

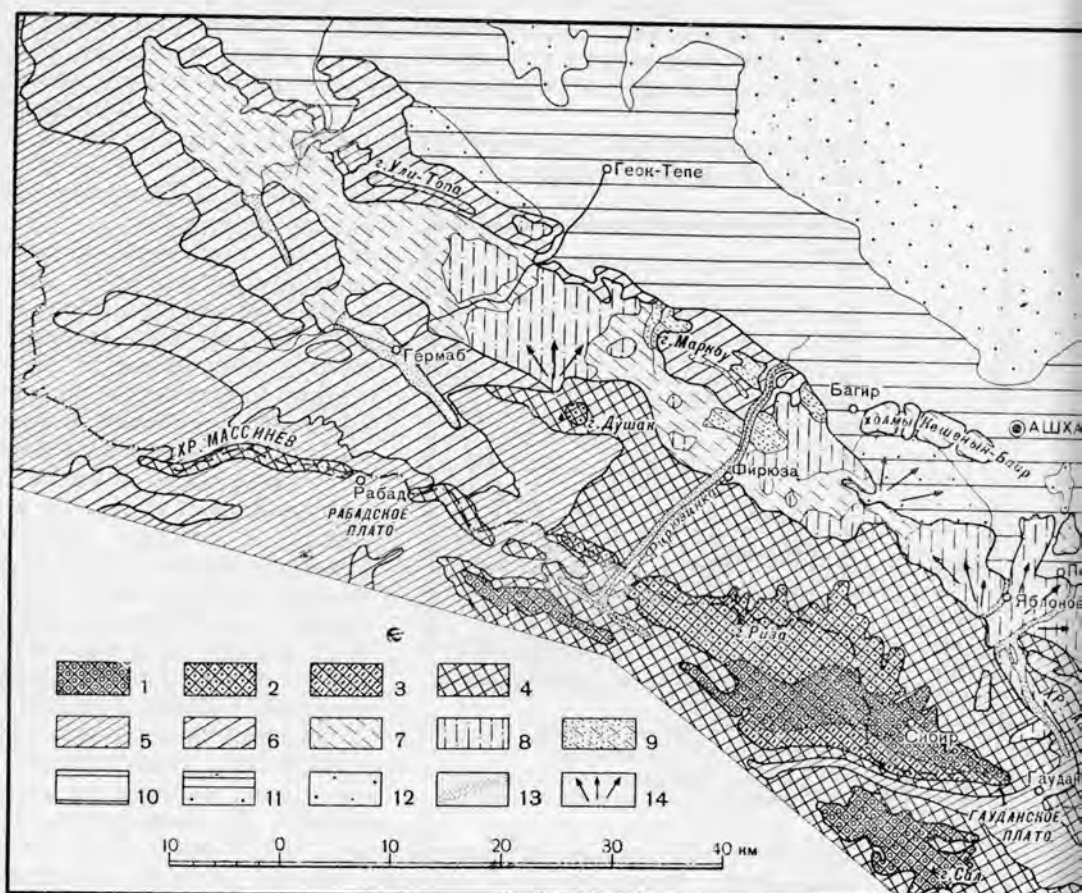


Рис. 32. Геоморфологическая карта центрального Копет-Дага

Генезис и морфология рельефа

Возраст

1 — верхний ярус выровненного рельефа (равнинно-холмистого)

2 — участок этого рельефа, представляющий обширный пологий свод, северное крыло которого в значительной мере уничтожено эрозией

3 — среднегорный рельеф

4 — высокогорный и среднегорный рельеф, сильно расчлененный

5 — средний ярус выровненного рельефа (равнинно-холмистого, местами низкого)

6 — среднегорный рельеф, сильно расчлененный

7 — нижний ярус выровненного рельефа (древняя денудационно-аккумулятивная предгорная равнина, в настоящее время приподнятая на различную высоту и расчлененная)

8 — террасовидные участки, в пределах которых частично сохранился покров нижнечетвертичной предгорной равнины

9 — террасовые уровни более низкого гипсометрического положения, вложенные в среднечетвертичную предгорную равнину

10 — предгорная пролювиальная равнина, слабо наклоненная

11 — предгорная пролювиальная равнина, круто наклоненная

12 — предгорная равнина, переработанная эоловыми процессами

13 — аллювиальные долины

14 — конусы выноса

Рельеф, сформированный за период сармата (сохранился благодаря отсутствию четвертичных тектонических движений)

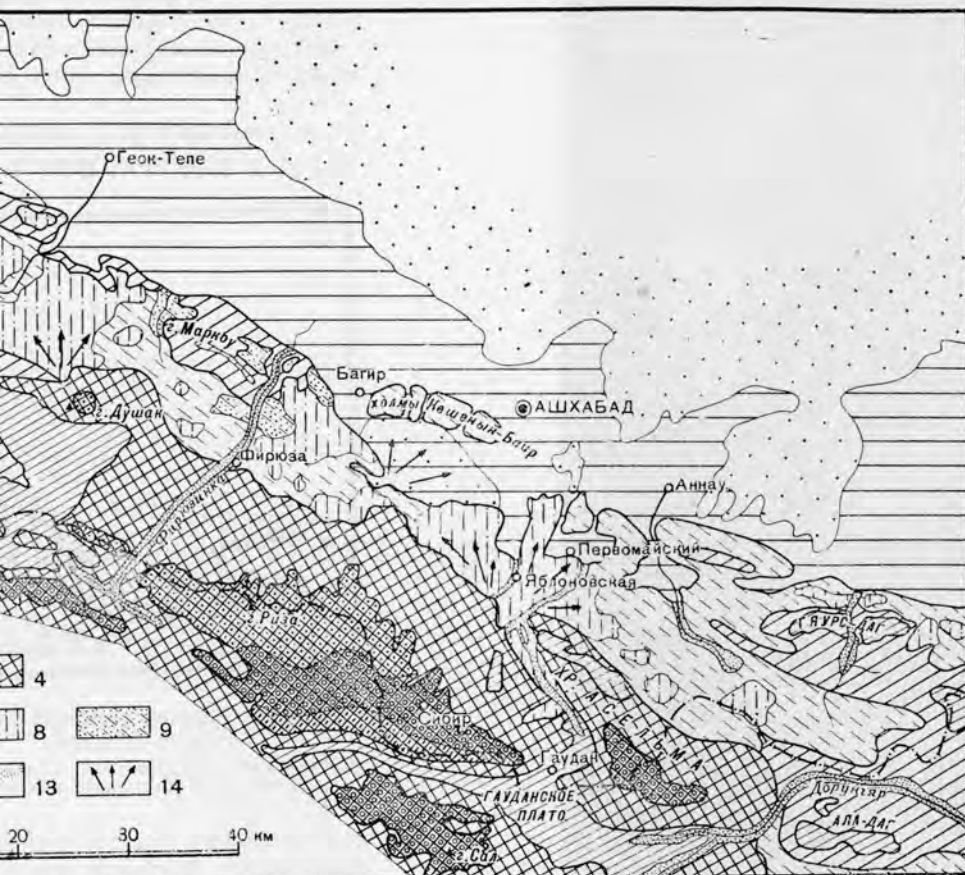
Рельеф, сформированный за период пермского времени

Рельеф, сформированный за период сармата (сохранился благодаря отсутствию четвертичных тектонических движений)

Рельеф, сформированный за период пермского времени

Рельеф, сформированный за период сармата (сохранился благодаря отсутствию четвертичных тектонических движений)

Рельеф, сформированный с начала четвертичного времени



Геоморфологическая карта центрального Копет-Дага

я рельефа

(равнинно-холмистого)

бширный пологий свод,
не уничтожено эрозией
ф

сильно расчлененный

инно-холмистого, местами

расчлененный

денудационно-аккумуля-
риподнятая на различную

стично сохранился покров
равнины
ического положения, вло-
раую равнину
слабо наклоненная
круто наклоненная
ловыми процессами
ы

Возраст рельефа

Рельеф, сформированный за период с начала миоцена до верхнего сармата (сохранился благодаря бронирующей роли нижнемеловых известняков). В плиоценовое и четвертичное время изменен процессами тектоники и денудации

То же

То же

Рельеф, сформированный за период с послесарматского до настоящего времени

Рельеф, сформированный за период с послесарматского до верхнеапшеронского времени. В четвертичное время изменен процессами тектоники и денудации

Рельеф, сформированный за период с верхнего апшерона до настоящего времени

Рельеф, сформированный за период с верхнего апшерона до хвалынского века

То же

То же

Рельеф, сформированный с начала хвалынского века до настоящего времени

То же

То же

То же

То же

ствуют антиклиналям, понижения — синклиналям. По-видимому, с одной стороны, это связано с продолжающимся ростом складок, вследствие чего происходит и изгибание прежде выровненной поверхности, с другой стороны, находится также в связи с тем, что синклинали, как правило, сложены здесь более рыхлым материалом, легче поддающимся процессам денудации.

В верховьях Сумбара и Чандыра водораздельное Коштамырское плато расположено на отметках 1800—1600 м. К западу поверхность плато постепенно понижается. В этом же направлении увеличивается и его расчленение, в результате чего оно сохранилось лишь на водораздельной части хребтов в виде широких и плоских вершин (см. рис. 31, профиль А—А). В междуречье Сумбара и Чандыра выровненная поверхность водораздельной части хребта понижается до отметок 1000 м. Еще западнее реликты этого уровня сохранились лишь в виде плоских вершин отдельных хребтов. В отдельных местах такие плоские вершины сохранились на водоразделе Передового хребта. Древний ярус выровненного рельефа с реликтами древней эрозионной сети можно наблюдать на вершине Малого Балхана. Холмистая поверхность, местами покрытая лёссовидными суглинками, сохранилась на вершине хр. Даната и др. По наблюдениям Л. Томсона (1938) и П. И. Калгуна (1956), «водораздельные лёссы», покрывающие плоские вершины хребтов, широко развиты и на иранской территории западного Копет-Дага. Так, П. И. Калугин указывает, что они покрывают вершины хребта Генча-Даг, располагаясь на высоте 700—800 м.

Проследим теперь Коштамырскую поверхность в восточном направлении и попытаемся выяснить ее взаимосвязь с Ризским уровнем.

С высоких вершин Копет-Дага видно, что Коштамырская поверхность постепенно прослеживается на восток, в центральный Копет-Даг. Наиболее четко она выражена здесь в районе сел. Рабад, образуя обширное Рабадское плато, представляющее почти совершенно плоскую равнину под покровом молодых отложений, ныне полностью используемую под земледелие. Рабадское плато и его постепенный переход в Коштамырскую поверхность хорошо видны с вершины горы Душак. Отсюда же можно наблюдать, как среди этой выровненной поверхности возвышается хр. Массинев, поднимающийся над уровнем Рабадского плато на 200—400 м и, по всей вероятности, представляющий реликт более древнего рельефа. Такой рельеф, возвышающийся над Коштамырско-Рабадской поверхностью, широко развит к юго-востоку от горы Душак. С горы Душак видно, что в этом направлении поверхность Рабадского плато, являющегося в западной части Копет-Дага водоразделом, в восточном направлении переходит в долину, которая врезана в более высокий ярус рельефа, возвышающегося над плато на 300—500 м. На вершинах этого верхнего яруса рельефа и развита рассмотренная нами выше Ризская поверхность.

Таким образом, наблюдения в районе к югу и юго-востоку от горы

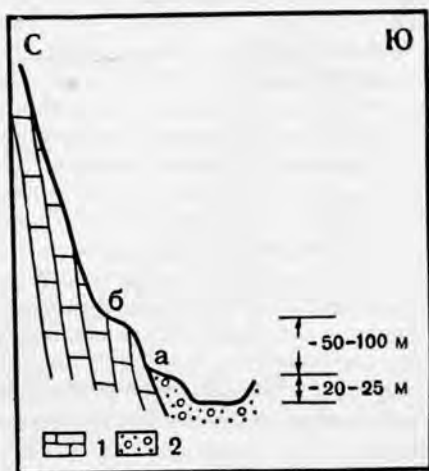


Рис. 33. Профиль долины к югу от Ризского плато

1 — неомом; 2 — аллювиальные накопления. Остальные обозначения см. в тексте

Душак убеждают нас в разновозрастности Ризской и Коштамырской поверхностей. Более высокая Ризская поверхность является и более древней, Коштамырская «вложена» в нее и, следовательно, моложе.

Подобные же соотношения этих поверхностей можно видеть и в районе Гауданского плато — с одной из вершин на южном краю Ризского уровня. Между Ризской поверхностью и этим же уровнем, находящимся в пределах Ирана, в районе горы Сал, расположена глубокая эрозийная долина, днище которой опущено на 500—700 м по сравнению с Ризской поверхностью.

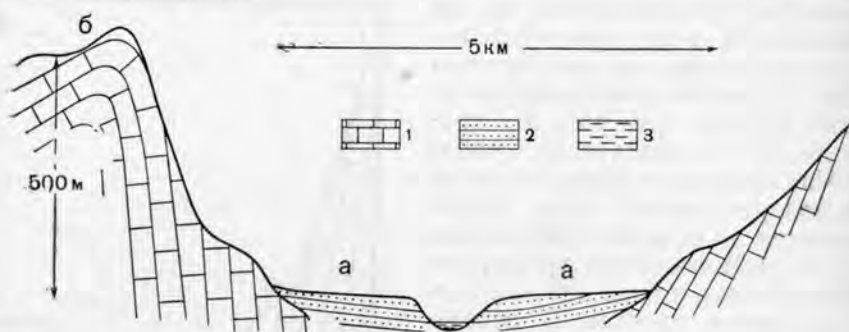


Рис. 34. Схематический профиль через Гауданское плато

1 — неом; 2 — плиоценовые отложения; 3 — аллювиальные отложения; а — Гауданское «плато»; б — Ризское плато

В долине, помимо поймы и надпойменных террас, развита высокая аккумулятивная терраса, приподнятая над руслом на 20—25 м (рис. 33,а). Выше, уже в коренных породах, на высоте 50—100 м над ней, видны террасовидные площадки, напоминающие заплечники троговых долин (рис. 33,б). Эта высокая терраса прослеживается далее на восток, где она сильно расширяется и переходит в поверхность так называемого Гауданского «плато» — обширную межгорную долину, в которую врезаны узкие долины современной гидрографической сети (рис. 34). Восточнее этот уровень, судя по высотным отметкам, прослеживается в уплощенных водораздельных поверхностях хр. Ала-Даг. Одинаковое положение Гауданской поверхности и Рабадского плато по отношению к Ризскому уровню, а также их равное высотное положение при равном структурном положении (оба они расположены на оси одного крупного поднятия) подтверждают разновозрастность этих поверхностей. П. И. Калугин также предполагал, что эти поверхности одного возраста. Некоторые другие данные, подтверждающие это положение, будут приведены ниже, при разборе соотношения Гауданского уровня с более низкими. В районе сел. Гаудан развит более низкий уровень на отметках 1400 м, который, по-видимому, следует считать промежуточным между Гауданским (Коштамырским) и поверхностями низкого — первого — яруса рельефа.

Южнее, уже целиком в пределах Ирана, судя по наблюдениям П. И. Калугина и анализу топографических карт, развиты и другие широкие межгорные долины, аналогичные Гауданской. Наиболее крупные из них показаны на схематической геоморфологической карте.

К северу от Гауданского поднятия, в предгорной зоне, поверхности среднего яруса рельефа сохранились лишь на вершинах некоторых возвышенностей, сложенных наиболее прочными породами неом. Так, над поверхностями первого яруса рельефа резко возвышаются горы Ули-Топа, Маркоу, Гяурс-Даг и Ала-Даг. Для всех них характерны выполненные вершины, иногда с реликтами древнего рельефа. Высотное

положение этих выположенных вершин различно: Ули-Топа возвышается на 1600 м, Маркоу — на 1200 м, Гяурс-Даг — на 900—950 м. Разная высота их, по-видимому, зависит от разной интенсивности новейших движений.

Вся восточная половина Копет-Дага, за исключением северных предгорий, расположена в пределах Ирана. Геоморфологическое районирование этой территории проведено на основании наблюдений В. П. Мирошниченко (1947), А. Ф. Соседко (1932) и др. и анализа топографических карт. Принципиальная схема строения рельефа, разработанная в западном и центральном Копет-Даге, судя по всем имеющимся данным, сохраняется и для восточного Копет-Дага. Это позволяет, хотя и менее достоверно, предложить схему геоморфологического районирования и для этой части территории. Центральная часть Копет-Дага представляет реликты верхнего, наиболее древнего рельефа. В отдельных местах (гора Газор-Мачит) сохранилась выровненная Ризская поверхность. По обе стороны от этого древнего яруса рельефа широко развиты выровненные полого наклоненные поверхности, соответствующие среднему ярусу рельефа западного и центрального Копет-Дага. В некоторых местах эти поверхности покрыты на значительных пространствах плащом рыхлых отложений. Вдоль северного ограничения Ризского яруса рельефа к Коштамырскому ярусу следует, видимо, отнести так называемое Келятинское плато, расположенное к югу от пограничных антиклиналей восточного Копет-Дага на высоте 1500—1700 м. Далее на восток поверхность среднего яруса рельефа, постепенно понижаясь, протягивается вдоль всего Копет-Дага. К северу от перевала Муздеран В. П. Мирошниченко обнаружил на этой поверхности полого лежащие рыхлые породы, в нижней части грубообломочные, которые он отнес к карабийской свите нижнечетвертичного возраста. Высотные отметки на этой поверхности понижаются в направлении на восток — с 1700 м в районе Келятинского плато до 1000 м к северу от Муздеранского перевала. Еще шире развита поверхность, которую мы считаем синхронной Коштамырской, на южном склоне восточного Копет-Дага. К югу от горы Газор-Мачит эта поверхность отчетливо видна на высоте 2200 м. Восточнее она сохранилась хуже, однако отдельные фрагменты ее хорошо видны на топографической карте. Еще восточнее (к северу от Мешхеда), по данным В. П. Мирошниченко, на этой поверхности развита толща рыхлых отложений, залегающая почти горизонтально на интенсивно дислоцированных юрских породах. В. П. Мирошниченко относит их к неогену. Высотные отметки поверхности вдоль южного склона восточного Копет-Дага понижаются с 2200 до 1600—1400 м. Восточнее перевала Муздеран Коштамырская поверхность уже не сохранилась.

Заканчивая описание Коштамырского уровня или, точнее, среднего яруса рельефа Копет-Дага, необходимо подчеркнуть, что Коштамырскую поверхность ни в коем случае нельзя представлять себе как одну непрерывную поверхность, развитую на всем Копет-Даге. Наблюдения показывают, что нередко она состоит из ряда отдельных поверхностей, приподнятых друг над другом иногда на значительную высоту. Так, на разных высотах находятся собственно Коштамырское плато и Караулинское плато в западном Копет-Даге, на что уже обращал внимание Н. П. Васильковский (1947). Особенно сильно увеличивается число отдельных уровней в центральной, сводовой части Копет-Дага, где, помимо поверхности Гауданского плато, представляющего основной, наиболее широко развитый уровень, в виде заплечников на склонах хребта наблюдается и более высокий уровень. Вместе с тем здесь отмечается и более низкий уровень (на котором расположен пос. Гаудан), опущенный по отношению к основному на 300—400 м. Нет сомнения в том, что при более детальных исследованиях, особенно в более южных районах, подобные факты

можно было бы умножить. Все это говорит о том, что формирование Коштамырского уровня происходило длительное время на фоне продолжавшегося поднятия хребта, особенно интенсивного в центральной его части.

В западном Копет-Даге в 1952 г. В. А. Растворова (1958) выделила еще один, более низкий ярус рельефа, который мы в дальнейшем будем называть Ходжакалинским, по названию селения, в районе которого поверхности указанного яруса широко развиты. Реликты этого уровня сохранились на большей части западного Копет-Дага, срезая дислоцированные палеогеновые отложения. Во многих местах — к югу от Кюрен-Дага и Данаты, в районе р. Гяурли и др., — на этих эрозионных площадках лежит покров песчано-глинистых и валунно-галечных отложений мощностью до 10 м, иногда больше. В настоящее время на разных участках Ходжакалинская поверхность приподнята на различную высоту и расчленяется. На западном погружении Копет-Дага останцы этого денудационно-аккумулятивного уровня расположены на абсолютных отметках 200—300 м. В более восточных районах западного Копет-Дага поверхность расположена на отметках 400 м, а в восточной части Ходжакалинской долины поднимается до 600—800 м (см. рис. 63).

В долине р. Сумбар можно проследить соотношение поверхностей Ходжакалинской и более высокой Коштамырской. Как видно из рис. 35, долина р. Сумбар (и р. Чандыр) имеет два яруса. Кроме пойменных и надпойменных террас, расположенных на высоте 2—5 м над руслом реки, в долинах Сумбара и Чандыра имеются еще высокие террасовидные уровни, развитые на высоте 100—200 м над руслом реки. Это эрозионные поверхности на меловых породах, местами покрытые плащом молодых отложений. В западном направлении террасовидные уровни переходят в обширную Ходжакалинскую поверхность. В районе Кара-Калы эти высокие террасы, одновозрастные с Ходжакалинской поверхностью западного Копет-Дага, врезаются в Коштамырскую поверхность, которой принадлежат здесь выположенные водоразделы хребтов к северу и к югу от долины Сумбара. Аналогичная картина наблюдается и в долине Чандыра.

Поверхности, соответствующие Ходжакалинскому уровню, развиты на эродированных третичных отложениях северных предгорий Копет-Дага. Особенно хорошо они выражены на участке между Беурмой и Коджем. К этому же уровню принадлежит и Пырнуарская долина, находящаяся к югу от Кизыл-Арвата. Денудационно-аккумулятивные поверхности Ходжакалинского уровня залегают здесь на высотах 200—400 м. Далее на восток поверхности этого уровня появляются в центральном Копет-Даге, к югу от ст. Келята, и тянутся непрерывной полосой в синклинальных понижениях к югу от гор Ули-Топа и Маркоу. Здесь, в пределах выположенной равнины с отдельными участками, покрытыми плащом рыхлых отложений, рельефно выделяется обширный конус выноса у подножья горы Душак (см. рис. 32). Конус представляет плащ валунно-галечных отложений на эрозионной поверхности дислоцированных меловых пород. Южнее Ашхабада к этому уровню принадлежит обширный конус выноса, развитый в районе сел. Яблоновская. Конус отнесен к поверхностям, одновозрастным Ходжакалинской, на основании соотношения его с предгорной равниной и с более высокими денудационно-аккумулятивными поверхностями центрального Копет-Дага (рис. 36). В пользу этого мнения говорит и непосредственное прослеживание поверхностей данного уровня вдоль предгорий, вплоть до западного Копет-Дага. Выровненные площадки нижнего яруса рельефа развиты и в районе Гяурской антиклинали и к югу от нее. В центральном Копет-Даге хорошо видно, что этот ярус рельефа представляет не одну, а целую серию разновысотных поверхностей. Помимо наиболее широко развитой высокой

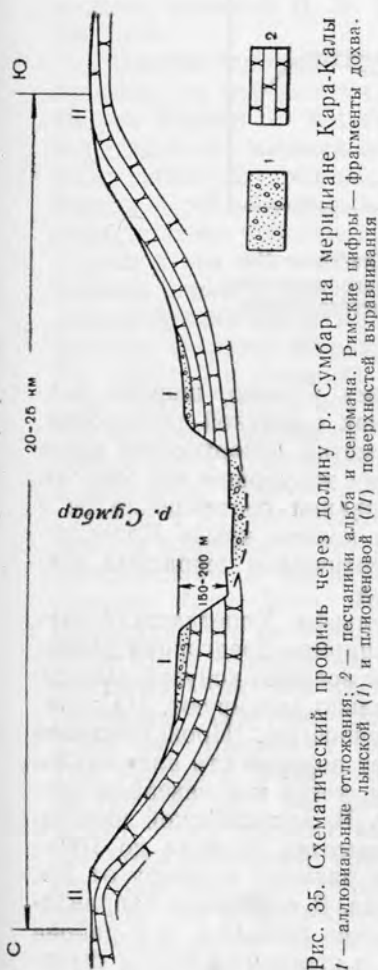


Рис. 35. Схематический профиль через долину р. Сумбар на меридиане Кара-Калы
1 — аллювиальные отложения; 2 — песчаники альба и сеномана. Римские цифры — фрагменты дохля-
льинской (I) и плиоценовой (II) поверхностей выравнивания

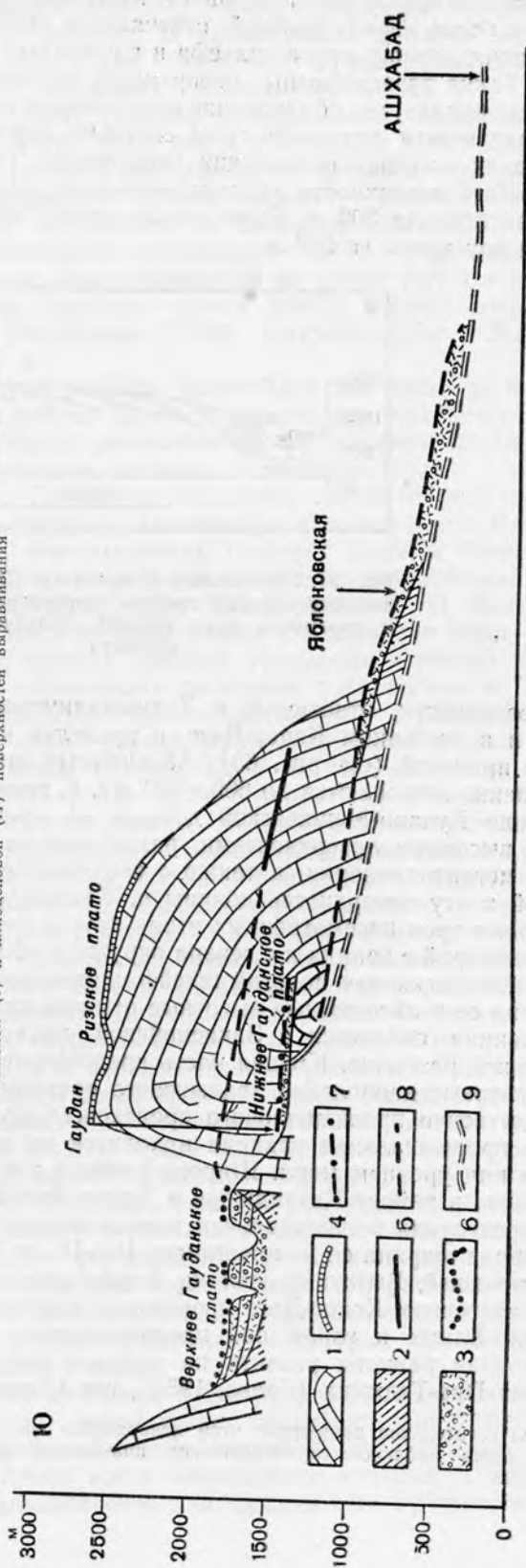


Рис. 36. Схематический геоморфологический профиль по дороге Ашхабад — Гаудан
1 — известняки палеогена; 2 — известняки и сланцы алта и альба; 3 — известняки и сланцы алта и альба; 4 — известняки и сланцы алта и альба; 5 — известняки и сланцы алта и альба; 6 — известняки и сланцы алта и альба; 7 — известняки и сланцы алта и альба; 8 — известняки и сланцы алта и альба; 9 — известняки и сланцы алта и альба

поверхности яруса, мы показываем на геоморфологической карте также участки более низких уровней, отвечающих более поздним стадиям формирования данного яруса рельефа и вложенных в более высокую поверхность. Такие разновысотные поверхности сохранились не только на рыхлых отложениях, где образование более низкой поверхности можно объяснить различным литологическим составом пород, — они наблюдаются и в породах плотных неокомских известняков (рис. 37). В центральном Копет-Даге поверхности рассматриваемого уровня находятся сейчас на высотах порядка 800 м, более низкие имеют абсолютную высоту 600 м, иногда опускаясь до 500 м.

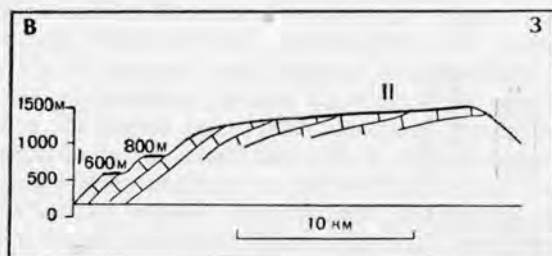


Рис. 37. Продольный профиль хр. Ули-Топы. Виден выровненный гребень плиоценового возраста и фрагменты двух уровней среднечетвертичного возраста

Поверхности, относимые к Ходжакалинскому уровню, широко развиты и в восточном Копет-Даге, в пределах как советской территории, так и иранской (см. рис. 63). Абсолютные отметки поверхностей здесь постепенно понижаются до 600—500 м¹. К этому же уровню мы относим и днище Кучано-Мешхедской долины на основании соотношения ее с более высокими поверхностями, развитыми на южном крыле Копетдагского мегантиклинория, а также с верхнечетвертичными террасами врезанной в эту поверхность долины р. Кешефруд.

Кроме трех рассмотренных выше ярусов рельефа, Копетдагский мегантиклинорий с запада и с севера окружает обширная предгорная равнина, представляющая пологий шлейф слившихся воедино конусов выноса. Ширина ее и абсолютные высотные отметки сильно варьируют. На западе равнина сливается с Закаспийской низменностью. Происхождение последней различно. Южная часть представляет поверхность аллювиально-дельтовых накоплений хвалынского времени, тогда как северная преимущественно пролювиального происхождения. В Закаспийской низменности пролювиальная равнина находится на высотах от нуля до 100—180 м над уровнем моря. Широко развита эта равнина к северу от Копет-Дага, в районе Казанджика и Кизыл-Арвата. В восточном направлении предгорная пролювиальная полоса постепенно сужается, и в районе Ашхабада ширина ее не превышает 10—15 км, в отдельных местах бывает и меньшей. Высотные отметки возрастают здесь до 200—250 м.

В восточном Копет-Даге предгорная равнина вновь несколько расширяется. Ближе к горам она пролювиального происхождения; севернее предгорная равнина развита на древних аллювиально-дельтовых отложениях Пра-Теджена (Граве, 1954), где абсолютные отметки достигают

¹ Относительное понижение этой поверхности еще больше, так как в восточном направлении наблюдается постепенное повышение абсолютных высот предгорной равнины.

300 м. Предгорная равнина с запада и севера ограничена поясом перевалаемых песков разного возраста. В Закаспийской впадине перевеваются преимущественно хвалынские отложения, в низменных Кара-Кумах — бакинско-хазарские отложения каракумской свиты.

Рельеф Большого и Малого Балхана принципиально ничем не отличается от рельефа Копет-Дага. Здесь, как и в западном Копет-Даге, кроме предгорной равнины, развиты еще два яруса рельефа, соответствующие: верхний — Коштамырскому уровню, нижний — Ходжакалинскому. Верхний уровень хорошо сохранился на Большом Балхане. Здесь на высоте 1500—1800 м расположено выровненное плато с участками древней гидрографической сети. Оно обрывается на север уступом высотой почти в километр. Вдоль северного склона хребта хорошо сохранился уровень, который В. А. Растворова (1958) синхронизирует с Ходжакалинским.

Выделяя основные ярусы рельефа Копет-Дага, мы почти не останавливались на морфологии речных долин. Наиболее крупные речные долины рек Атрека и Кешефруда расположены по южному ограничению Копетдагского мегантиклинория, целиком в пределах Ирана, и изучены очень слабо. В пределах Туркмении находятся только правые притоки Атрека — реки Сумбар и Чандыр. На северных склонах Копет-Дага развиты долины небольших пересыхающих потоков. Долины Кешефруда, Атрека и его притоков Сумбара и Чандыра сильно разработаны; в них развита серия разновозрастных террас. Как сообщил П. И. Калугин, в долине Атрека насчитывается до семи террас. Он выделяет здесь низкие террасы (первая, вторая, третья), средние (четвертая и пятая) и высокие (шестая и седьмая), сопоставляя последние с Рабадским и Гауданским плато. Таково же примерно строение и долины р. Сумбар, в пределах которой выделяются серия низких террас и высокая терраса, сопоставляемая с Ходжакалинским уровнем. По В. П. Мирошниченко (1947), в долине р. Кешефруд насчитывается 7—8 террас, из которых нижние врезаны в Кучано-Мешхедскую долину, средние соответствуют этой долине, а более высокие террасовидные поверхности относятся к протягивающейся сюда эрозионно-аккумулятивной поверхности среднего яруса рельефа Копет-Дага. Фрагменты высоких террасовидных поверхностей наблюдались и на отдельных участках по долинам рек северного склона Копет-Дага. Однако, как правило, эти долины, как и большинство долин небольших притоков южного склона, характеризуются каньонообразным профилем с крутыми склонами. Врезаясь в выровненные плато Копет-Дага, они рассекают их глубокими, часто непроходимыми ущельями. Так, ущелье р. Фирузань, в ее верхнем течении, рассекает Ризское плато на глубину до 1 км. Долины даже сравнительно небольших рек имеют относительно древний возраст, по крайней мере большинство их древнее Ходжакалинской поверхности. Выше было показано, что рельеф Копет-Дага имеет различный возраст: наиболее высокие ярусы его возникли раньше, чем более низкие. Ярусность рельефа указывает на стадийность его образования. Эпохи поднятий сменялись эпохами относительного покоя, во время которых шло формирование очередного яруса рельефа, пока новые поднятия не вызвали последующего его расчленения. Для установления возраста рассмотренных нами форм рельефа следует обратиться к отложениям во впадинах, накопление которых происходило параллельно с формированием рельефа.

Время образования тех или иных форм рельефа и выполняющих их отложений определяется по соотношению континентальных отложений с фаунистически охарактеризованными морскими отложениями Закаспийской низменности. Лучше всего соотношение морских и континентальных отложений устанавливается для хвалынского времени и менее

точно — для более ранних. Поэтому сопоставление их мы начнем с хвалынского времени, т. е. примем последовательность, обратную обычной (от более молодых к более древним).

Согласно наблюдениям П. В. Федорова, В. А. Растворовой, В. П. Петрова, М. К. Граве и др., в западной Туркмении во многих местах можно наблюдать фациальный переход фаунистически охарактеризованных морских хвалынских отложений в пролювиальные отложения слившихся конусов выноса предгорной равнины, что позволяет считать предгорную равнину западного Копет-Дага и выполняющие ее пролювиальные отложения хвалынскими. Вторым доказательством хвалынского возраста пролювиальных отложений предгорной равнины является установленное бурением залегание пролювиальных отложений, так же как и морских хвалынских, на бакинско-хазарских пролювиально-дельтовых отложениях каракумской свиты. Это касается и восточной части Предкопетдагской равнины, где морские хвалынские отложения отсутствуют, в пользу чего говорят ее соотношения с более западными районами, а также залегание пролювиальных отложений, как и в западной Туркмении, на каракумской свите. По данным последних исследований, пролювиальные хвалынские отложения предгорной равнины сложены преимущественно песчано-глинистыми породами, которые с приближением к периферии слившихся конусов выноса становятся преимущественно глинистыми. В непосредственной же близости к горам в разрезе пролювиальных отложений равнины появляется грубообломочный материал, который иногда занимает большую его часть. Мощности пролювиальных отложений вблизи гор достигают нескольких десятков метров, по мере удаления от поднятий постепенно сокращаясь.

Подобные же соотношения установлены между морскими хвалынскими отложениями и террасами р. Сумбар. По наблюдениям В. А. Растворовой (1958), в районе сел. Шерлаук прослеживается переход третьей террасы Сумбара, расположенной здесь на высоте около 20 м над руслом, в прибрежно-дельтовую верхнехвалынскую равнину Закаспийской впадины. Террасы хвалынского возраста р. Сумбар прослеживаются вверх по реке. В районе Кара-Калы они имеют уже более низкие высоты (1—3 м, реже выше). Аналогичная картина должна существовать и для р. Атрек. Выделенные здесь П. И. Калугиным три нижние террасы следует в таком случае относить к хвалынскому времени. Труднее провести параллелизацию террас рек центрального Копет-Дага. Однако и здесь, по аналогии с западной Туркменией, к хвалынскому времени отнесены нижние террасы рек, которые у выхода из ущелий сливаются с хвалынской предгорной равниной.

Выше предгорной равнины в западном Копет-Даге широко развиты поверхности так называемого Ходжакалинского уровня. Аллювиальные террасы хвалынского возраста врезаны в эту поверхность, что свидетельствует о более древнем ее возрасте. Время формирования ее отделено от хвалынского века стадией поднятий. Вместе с тем широкое развитие на поверхности Ходжакалинской равнины лёссовидных глинистых пород показывает, что перед эпохой поднятий длительное время существовала стадия относительноного опускания и выравнивания, в течение которой и отлагались эти тонкозернистые осадки. При сопоставлении с морскими отложениями Закаспийской впадины видно, что этой стадии относительноного опускания и выравнивания соответствует хазарская трансгрессия.

На северо-западном склоне Данатинской антиклинали, в районе аула Даната (по В. А. Растворовой), наблюдается следующая картина (рис. 38). Аул расположен на обширном конусе выноса, подножье которого перекрыто хвалынскими морскими отложениями. Это показывает, что формирование конуса в основном произошло до хвалынской трансгрес-

сии, но продолжалось как во время трансгрессии, так и после отступления моря, так как покрывающие этот конус отложения перекрываются береговыми валами хвалынского моря. Выше аула возвышаются холмы, сложенные падающими к северу конгломератами, возраст которых В. П. Петров определяет как верхнеапшеронский. К югу от холмов, между ними и хр. Даната, развиты террасовидные поверхности с покровом рыхлых отложений, лежащим на эродированной поверхности акчагыльских, палеогеновых или более древних отложений. Этот уровень по своему геоморфологическому положению соответствует Ходжакалинской поверхности. Из рис. 38 видно, что формирование уровня началось после поднятий, связанных с отложениями верхнеапшеронских конгломератов, но до поднятий, вызвавших образование конуса, на котором расположен аул Даната. Следовательно, формирование этого уровня падает на первую половину четвертичного времени: на бакинское и хазарское время. Наблюдения в других пунктах западного Копет-Дага приводят к аналогичным выводам.

В центральном Копет-Даге установлены те же соотношения. Выше предгорной равнины хвалынского и предхвалынского времени расположены поверхности так называемого нижнего яруса рельефа. Путем последовательного прослеживания этих поверхностей вдоль северных предгорий Копет-Дага подтверждается их одновозрастность с Ходжакалинскими. На это же указывает и аналогичное западному Копет-Дагу соотношение их с расположенной ниже хвалынской предгорной равниной. Возможно, что к нижнечетвертичному времени следует отнести и высокие пятую и шестую (по П. И. Калугину) террасы Атрека. На тех же основаниях, что и для центрального Копет-Дага, нижнечетвертичный уровень выделен и в восточном Копет-Даге, где к нему относятся высокие эродированные поверхности, покрытые лёссовидными суглинками. Такой же возраст имеет и поверхность Кучано-Мешхедской долины.

Опираясь на те же данные, что и привлеченные к описанию западного Копет-Дага, В. А. Растворова (1958) выделяет среднечетвертичную поверхность на северном склоне Большого Балхана, относя к ней лежащие на юрских отложениях ядерной части антиклинали пролювиальные отложения шлейфов слившихся конусов выноса.

Рассмотрим теперь вопрос о возрасте следующей — Коштамырской — поверхности выравнивания. Здесь уже невозможно непосредственное сопоставление морских отложений с коррелятными формами рельефа, и мы вынуждены пользоваться косвенными данными. Соотношение Коштамырской и Ходжакалинской поверхностей, наблюдаемое, например, в районе Кара-Калы, показывает, что Коштамырский уровень более древний. Образованию Ходжакалинской денудационно-аккумулятивной равнины предшествовало значительное поднятие Коштамырского уровня. Поднятие это произошло в конце апшерона, свидетельством чего являются верхнеапшеронские дислоцированные конгломераты (по И. И. Никшичу — надакчагыльские конгломераты). Широкое развитие на Коштамырской поверхности лёссовидных пород, а в понижениях — и аллювиальных отложений приводит Е. М. Великовскую к выводу о длительном относительно спокойном этапе выравнивания этой территории, охватывающем акчагыльское, а по нашему мнению, и нижнеапшеронское время.

Плиоценовый возраст должны иметь и поверхности крупных межгорных депрессий центрального Копет-Дага, таких, как Гауданское плато и другие аналогичные ему долины, лежащие южнее. Возраст Гауданского плато можно определить и путем сопоставления его с другими, более низкими поверхностями, возраст которых нам известен. На рис. 36 показан профиль, составленный на меридиане Ашхабада вдоль дороги на Гаудан. Ашхабад расположен на предгорной равнине хвалынского

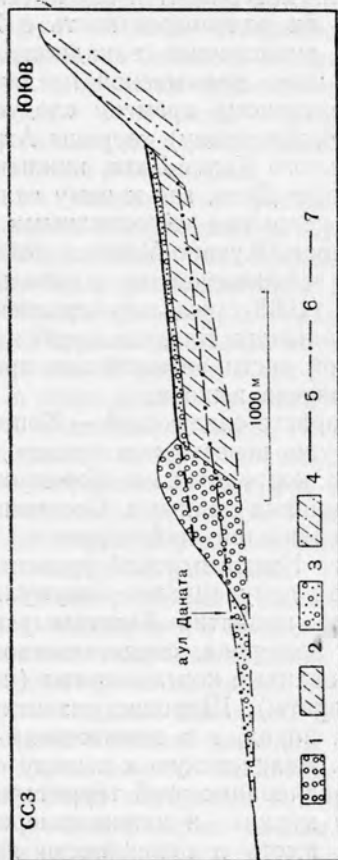


Рис. 38. Профиль северных предгорий хр. Даната

1 — конгломераты; 2 — глины; 3 — песчаноглинистые породы; 4 — sedimentary rocks; 5 — ступенчатая поверхность; 6 — предхвалынская поверхность конуса выноса; 7 — современное русло

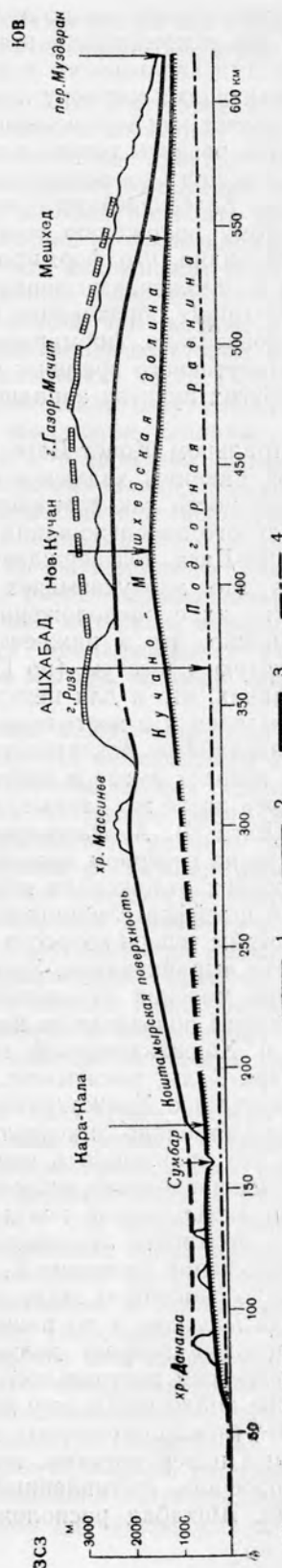


Рис. 39. Схематический продольный геоморфологический профиль по простиранию Котетдагского мегантиклинория

1 — Ризская поверхность (миоценовая); 2 — Коштамырская поверхность (плиоценовая); 3 — раннечетвертичная поверхность; 4 — верхнечетвертичная предгорная равнина (хвалынская)

возраста. К югу от него, в районе сел. Яблоновская, развит широкий конус выноса, который по соотношению с предгорной равниной и по аналогии с более западными районами мы считаем нижне- или среднечетвертичным. Севернее Яблоновской, вверх по долине, поверхность конуса переходит в террасы, которые прослеживаются вплоть до верховий долины. Здесь хорошо видно соотношение среднечетвертичных уровней с нижним Гауданским плато. Среднечетвертичная терраса оказывается вложенной в поверхность плато; последнее является более древним и связано с более ранней стадией эрозии и аккумуляции. Еще более древний возраст должны иметь верхнее Гауданское плато и более высокие заплечники, фиксируемые на склонах Гауданской долины. Положение Гауданских поверхностей между среднечетвертичным уровнем и Ризской поверхностью позволяет отнести их к плиоцену.

Нам осталось разобрать вопрос о возрасте Ризской поверхности. По тем же соображениям, что и для Коштамырской поверхности, воздымание этого уровня следует связывать с предыдущим этапом усиления тектонической деятельности, т. е. с предакчагыльской фазой. В таком случае формирование этой поверхности падает на миоцен.

К аналогичным выводам мы можем прийти и несколько иным путем. В предгорной зоне Копет-Дага известны три комплекса континентальных грубообломочных отложений; эти комплексы разделены перерывом в осадкообразовании и несогласием. В горах наблюдаются три четко выраженных разновозрастных яруса рельефа. Очевидно, что возникновение наиболее древнего яруса рельефа — Ризского — следует связывать и с наиболее древней толщей в предгорьях — карагауданской (нижнемиоценовой).

Поднятия, которые привели к отложению карагауданской свиты, прекращаются к среднему миоцену, когда начинается новая трансгрессия. Следовательно, к этому времени следует относить и формирование низкогогорного рельефа Ризского плато на месте поднятий центрального Копет-Дага. Поднятие Ризской поверхности должно было произойти во время отложения казганчайских конгломератов, т. е. в нижнем плиоцене.

Тогда формирование Коштамырской поверхности, Рабадского и Гауданского плато падает на верхний плиоцен. Затем имели место новое усиление тектонических движений в верхнем апшероне (время отложения наadakчагыльской и кешенынбаирской свит) и последующее формирование Ходжакалинского уровня в нижне- и среднечетвертичное время. Наконец, предхвалынские конусы выноса свидетельствуют о новом поднятии, сменившемся хвалынской трансгрессией и формированием предгорной равнины.

Соответствие наблюдаемых в рельефе трех ярусов рельефа (кроме предгорной равнины) и трех континентальных грубообломочных циклов в предгорьях, а также непосредственное определение возраста для нижнего яруса рельефа дает в целом достаточно убедительное обоснование времени основных этапов формирования рельефа Копет-Дага. Соотношение всех выделенных ярусов рельефа можно видеть на схематическом геоморфологическом продольном профиле Копет-Дага (рис. 39).

Миоценовая эпоха

К началу миоцена море покинуло западную Туркмению. В пределах Копетдагского мегантиклинория, особенно в его центральной части, в нижнем миоцене началось формирование основных складчатых структур. Об этом можно судить как по характеру накопившихся в предгорной зоне осадков, так частично и основываясь на изучении форм рельефа. В

предгорьях центрального и восточного Копет-Дага на палеогеновые отложения с небольшим несогласием и размывом ложится толща красноцветных песчаников и глин с прослоями конгломератов. Возраст этой толщи, судя по ее соотношению с морскими отложениями в районе Бахардена, — нижнемиоценовый, хотя не исключено, что нижние ее горизонты частично могут относиться и к самым верхам олигоцена. Отложение песчаных пород карагауданской свиты, содержащих пласты конгломератов, указывает на начавшиеся поднятия южных хребтов центрального и восточного Копет-Дага. Небольшое количество конгломератов как будто свидетельствует о сравнительно малой интенсивности движений в это время.

Однако необходимо учесть, что разрезы карагауданской свиты мы знаем только в северных предгорьях Копет-Дага, тогда как области размыва находились на некотором расстоянии к югу. На большом количестве примеров известно, насколько быстро и резко меняется состав континентальных обломочных отложений с удалением от областей сноса. Поэтому вполне вероятно, что с приближением к ним мы видели бы сильное погрубение материала и в карагауданской свите, если бы она здесь сохранилась, что наблюдается и в некоторых разрезах в предгорьях. Так, в районе Бахардена карагауданская свита целиком сложена слабо окатанными конгломератами, что служит доказательством более близкого расположения источника сноса. Разрез начинается пластом конгломерата с валунами размером до 10 см и более. Галька состоит из мергелей верхнего мела и песчаников апта и альба.

В районе Гяурской антиклинали в нижней части разреза галька состоит из песчаников апта и альба, в верхних горизонтах преобладает галька известняков неокома. В восточном Копет-Даге в долинах рек Чаача-чай и Меана-чай, наряду с мергелями и песчаниками мелового возраста, встречаются и необычные для Копет-Дага фиолетовые песчаники и даже галька гранитов, что свидетельствует о размыве очень удаленных зарубежных районов Туркмено-Хорасанских гор. В целом состав гальки карагауданской свиты показывает, что уже в нижнем миоцене центральные части Копетдагского мегантиклинория были размыты приблизительно в той же степени, что и сейчас.

Поднятия и значительный размыв имели место и в южных хребтах Копет-Дага и в Ала-Даге. Между Копет-Дагом и Ала-Дагом и к югу от последнего в небольших депрессиях сохранились сравнительно маломощные (порядка 100 м) красноцветные, главным образом песчаные, отложения. Судя по их стратиграфическому положению выше морского эоцена и по внешнему сходству, они соответствуют, по-видимому, красноцветным породам карагауданской свиты.

Иные условия существовали в нижнем миоцене на большей части территории западного Копет-Дага (рис. 40). Здесь нижнемиоценовые движения проявились лишь в общем очень слабом поднятии, вызвавшем временную регрессию моря. Среднемиоценовые отложения везде, где они сохранились, налегают на палеоген практически согласно. За весь перерыв в отложении осадков, охватывающий нижний миоцен, здесь было размыто лишь несколько десятков метров глин майкопской свиты.

Интересные данные, проливающие свет на историю Кара-Кумов в конце олигоцена и в начале миоцена, приводит Н. П. Луппов (1945₂), основываясь на изучении разреза скважины в районе Серных бугров, где скважина, пройдя породы верхнего и среднего миоцена, вошла в осадки туронского яруса. Более высокие горизонты мела и палеогена там отсутствуют. Н. П. Луппов, сопоставив разрез скважины с данными по Каплан-Кыру, Туар-Кыру и более северным районам, пришел к выводу, что отсутствие верхнемеловых и палеогеновых осадков можно объяснить

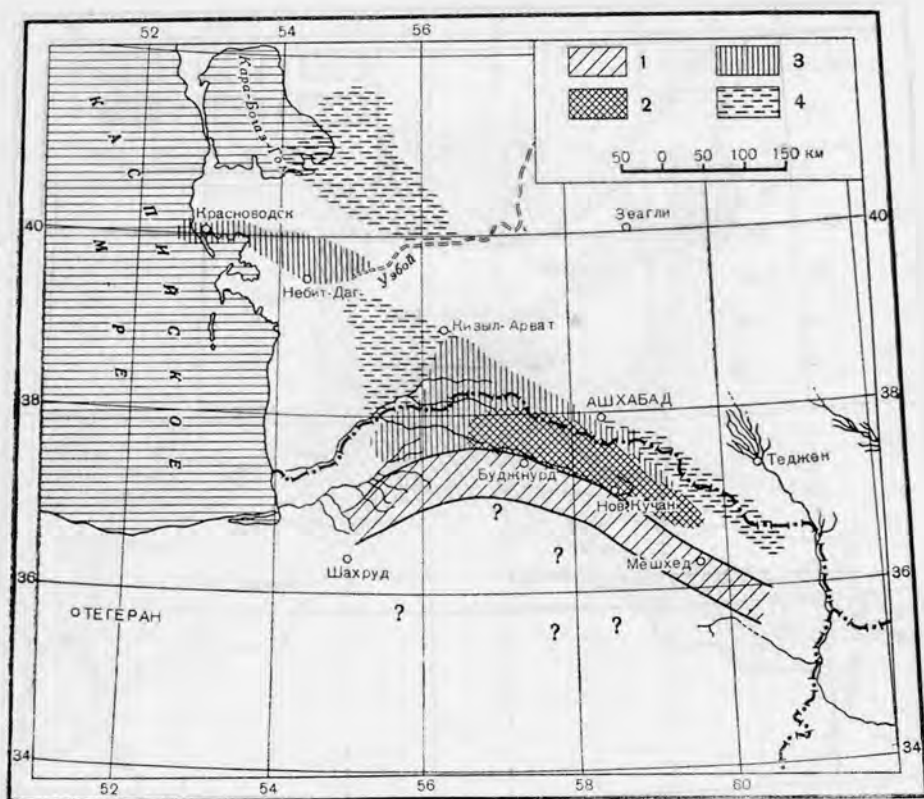


Рис. 40. Области предмиоценового складкообразования

1 — участки, испытавшие главным образом сводовое поднятие; 2 — участки, захваченные предмиоценовой складчатостью; 3 — участки, слабо подверженные предмиоценовой складчатости; 4 — участки, испытавшие в нижнем миоцене незначительное поднятие и небольшой размыв

только размывом в предмиоценовое время. Очевидно, что оно было предопределено наличием здесь самостоятельного антиклинального поднятия, отделенного от ближайших антиклинальных складок синклинальными прогибами.

Вновь море проникло в западную Туркмению в начале среднемиоценового времени. Чокракский бассейн имел сравнительно небольшие размеры; вдоль северного склона Передового хребта он не распространялся восточнее Кизыл-Арвата. В нем происходило накопление песчаных пород, иногда с прослоями глин или известняков. Сильная загипсованность чокракских отложений указывает на повышенную соленость бассейна. Близкие условия существовали и в более северных районах, где по окраинам Туар-Кыра и Большебалхано-Кубадагского поднятия, не заливавшихся морем, откладывались конгломераты и песчаники мощностью до 10—15 м. В северной части Красноводского полуострова палеогеографическая обстановка была приблизительно такой же, как и в западном Копет-Даге: отлагались зеленовато-серые пески и ракушечники мощностью до 8 м. На северном побережье Кара-Богаз-Гола отлагались сильно загипсованные глины, восточнее переходящие в гипсы (Колесников, 1951). В Эльбурсе чокракский бассейн был более глубоководным. Мощность чокракских слоев, выраженных здесь глинами и песчаниками, составляет около 100 м, что свидетельствует о значительных прогибаниях этого района.

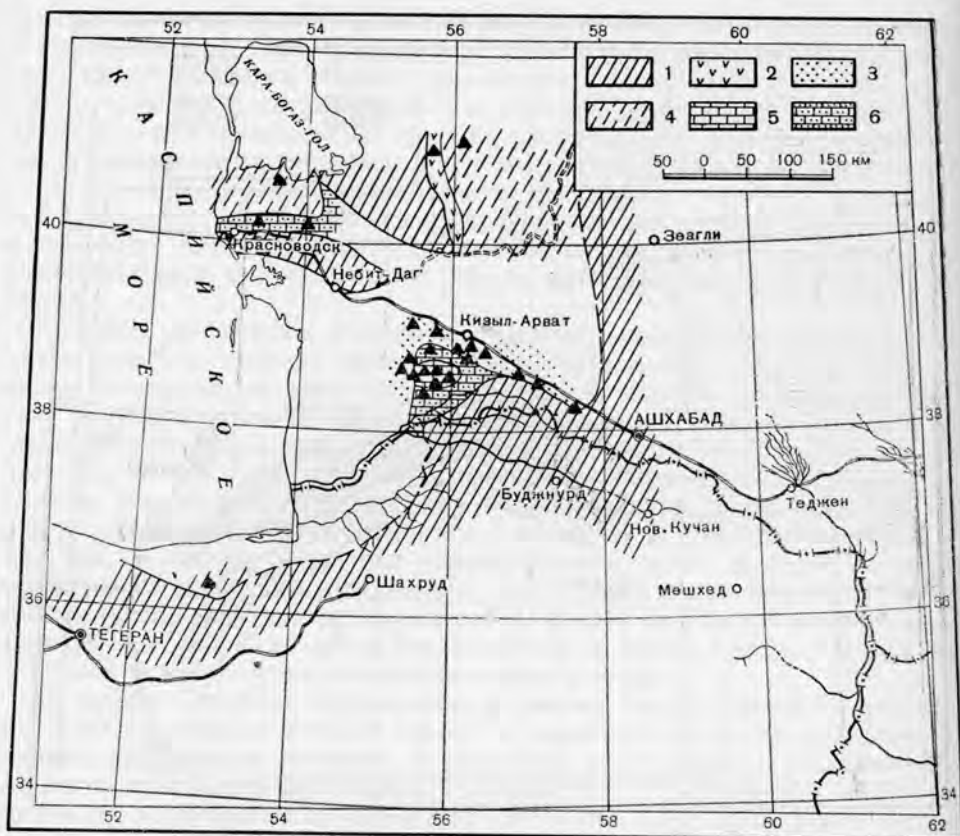


Рис. 41. Схема распространения караганских отложений

1 — суша; 2 — гипсы с конгломератами в основании; 3 — глинистые и известковистые песчаники и глины; 4 — известковистые и песчаные глины; 5 — известняки; 6 — известняки и известковистые песчаники

Караганский бассейн распространился шире (рис. 41). Восточным пунктом его проникновения по северной окраине Копет-Дага является район ст. Келята. В западном Копет-Даге развиты два типа осадков. В районе хребтов Кулмач, Каляуз, Ахча-Даг караганские слои представлены оолитовыми известняками мощностью 10—20 м (Огнев, 1938). Севернее, вдоль склонов Передового хребта, в горах Ала-Даг (не иранский Ала-Даг.— И. Р.) караганские отложения выражены глинами и известковистыми песчаниками более значительной мощности (50—100 м). На севере, в южной части Красноводского полуострова, в обрывах Кюрян-Кюрре, они выражены известковистыми песчаниками с прослоями устричников, сменяющимися к северу известковистыми мергелями с прослоями гипсов. Это позволяет предполагать наличие к югу суши, представляющей, может быть, единое поднятие с Большим Балханом. Вторым участком поднятий, судя по данным Н. П. Луппова, располагался в районе Туар-Кыра.

По наблюдениям Н. П. Луппова (1932), у колодцев Гоклен-Кую-сы в караганское время отлагались гипсы с конгломератами и песчаниками в основании. Западнее гипсоносная свита выклинивается, и сарматский ярус подстилается конгломератами с прослоями ракушечных известняков со *Spaniodontella*, что указывает на приближение к области поднятий.

Значительными мощностями (до 250 м) выделяется в караганском бассейне район северных склонов Эльбурса. Здесь караганские слои выражены темными глинами с тонкими прослойками песчаников и мергелей.

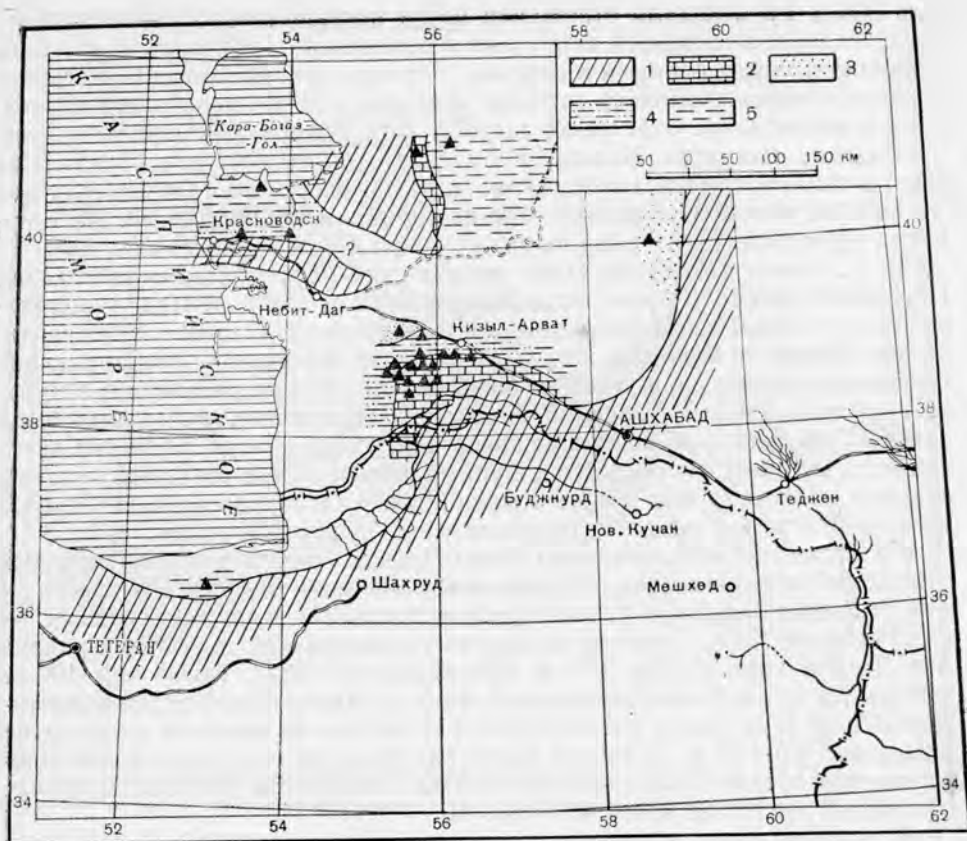


Рис. 42. Схема распространения конкских отложений

1 — суша; 2 — песчанники; 3 — глинистые песчанники и песчанистые глины; 4 — мергели и глины; 5 — известковистые песчанники со слоями оолитовых известняков и оолитовые известняки

Конкские слои развиты приблизительно в тех же границах, что и караганские, но на восток этот бассейн проникал, по-видимому, дальше (рис. 42). По мнению Н. П. Луппова (1945₂), в разрезе скважины в районе Зеагли конкский возраст имеют тонкозернистые пески, мощностью 11 м, лежащие под сарматскими отложениями. В западном Копет-Даге конкские отложения, так же как и караганские, выражены двумя типами пород. В южных и восточных районах (хр. Кулмач, район Ба-ми — Арчман) развиты мелководные осадки; оолитовые и другие известняки, в той или иной степени обогащенные обломочным материалом. Севернее, в районе Кизыл-Арвата, в горах Араз-Деу и по западному окончанию Копет-Дага, накапливались более глубоководные песчано-глинистые осадки, в хр. Узек-Даг — почти исключительно песчанники.

Трансгрессивный характер конкских слоев отмечается и к востоку от Туар-Кыра, где эти слои, выраженные оолитовыми и пелитоморфными известняками, налегают непосредственно на мел.

При рассмотрении в целом осадков тортопского яруса нужно отметить в первую очередь трансгрессивный характер отложений: море все дальше и дальше проникало в пределы западной Туркмении. В западном Копет-Даге отлагались два типа осадков. Ближе к участкам поднятий располагалась зона мелководных осадков, представленных главным образом хемогенными и органогенными известняками и песчанниками. На западном окончании Копет-Дага, в Эзет-Карагезской зоне и частично к северу от Передового хребта существовали более глубоководные усло-

вия. Здесь происходило отложение почти исключительно песчано-глинистых осадков. В северной части рассматриваемой территории тортонские осадки выражены глинами и гипсами с прослоями оолитовых известняков и ракушечников. Характер осадков указывает на мелководность бассейна и существование отдельных лагун, в которых шло накопление гипсов.

Видимо, поднятия Большого Балхана и в особенности Туар-Кыра были невелики, так как грубообломочный материал почти отсутствует или же он отлагался только в узкой зоне по окраинам этих поднятий. На Туар-Кыре терригенный материал выражен почти исключительно глинами.

В. Н. Огнев (1938) на схеме миоценовых морей Туркмении показал Передовой хребет, Кюрен-Даг и Малый Балхан как поднятия, существовавшие в течение всего среднемиоценового времени. С этим трудно согласиться. Выше отмечалось, что палеогеновые отложения, подстилающие среднемиоценовые слои, лишь в очень слабой степени размыты в результате предмиоценовых движений. Поэтому маловероятно, чтобы здесь были созданы антиклинали, возвышавшиеся над уровнем моря в течение всего среднего миоцена. Не свидетельствует об этом и состав среднемиоценовых осадков, поскольку ни в районе Кюрен-Дага, ни в западной части Передового хребта не наблюдается перехода к прибрежным фациям.

На большей части западного Копет-Дага мощность среднемиоценовых отложений невелика (рис. 43). На южном склоне Передового хребта, к югу от Кызыл-Арвата, в районе хребтов Кулмач и Каляуз, мощность их не превышает 50 м; к западу мощность увеличивается, достигая в районе Ала-Дага и горы Сирим 100 м (Александров, 1932). Более чем 100 м измеряется она в Эззет-Карагезской зоне, а в Узунсуйской впадине достигает 270 м. В северной части территории мощность среднего миоцена не превышает 50—60 м. В южной части бассейна, на северном склоне Эльбурса, прогибания были максимальными, — мощность среднемиоценовых отложений достигает здесь 400—500 м.

В нижнем сармате продолжалось развитие трансгрессии, проникшей на восток дальше среднемиоценовой (рис. 44) и покрывшей морем обширные пространства Устюрта. Для морских сарматских отложений наблюдается следующая закономерность в распределении осадков. Вблизи возвышенностей центрального Копет-Дага протягивается полоса шириной 20—30 км, где сарматские слои выражены чередующимися известняками, глинами и песчаниками. Такие же осадки развиты и по обе стороны Передового хребта в районе Кызыл-Арвата. Отсутствие конгломератов или грубозернистых песчаников и значительное количество глинистого материала указывает на то, что размывавшиеся возвышенности не были высокими. К западу от зоны развития карбонатно-терригенных осадков протягивается полоса шириной около 30 км, в которой главное место принадлежит известнякам, а песчано-глинистые породы занимают подчиненное положение. Здесь, очевидно, также господствовали мелководные условия, но терригенного материала сюда поступало меньше в связи с удалением от области сноса. К северу и западу от участков развития указанных пород сарматские отложения выражены более глубоководными песчано-глинистыми осадками, причем в большинстве разрезов еще преобладают песчаники. В Эззет-Карагезской зоне сарматские отложения представлены глинами. Характер изменения осадков — от известковистых песчаников с прослоями известняков к карбонатно-терригенным, затем к терригенным с преобладанием песчаников и, наконец, к почти исключительно глинистым осадкам — указывает на снос материала с юго-востока. Песчаники Узк-Дага образовались, вероятно, за счет обломочного материала, поступавшего с севера. На юге территории, по северному склону Эльбурса, в нижнем сармате образовались глины и песчаники, а восточнее — и известняки. Отложения среднего сармата имеют на северном Эльбурсе

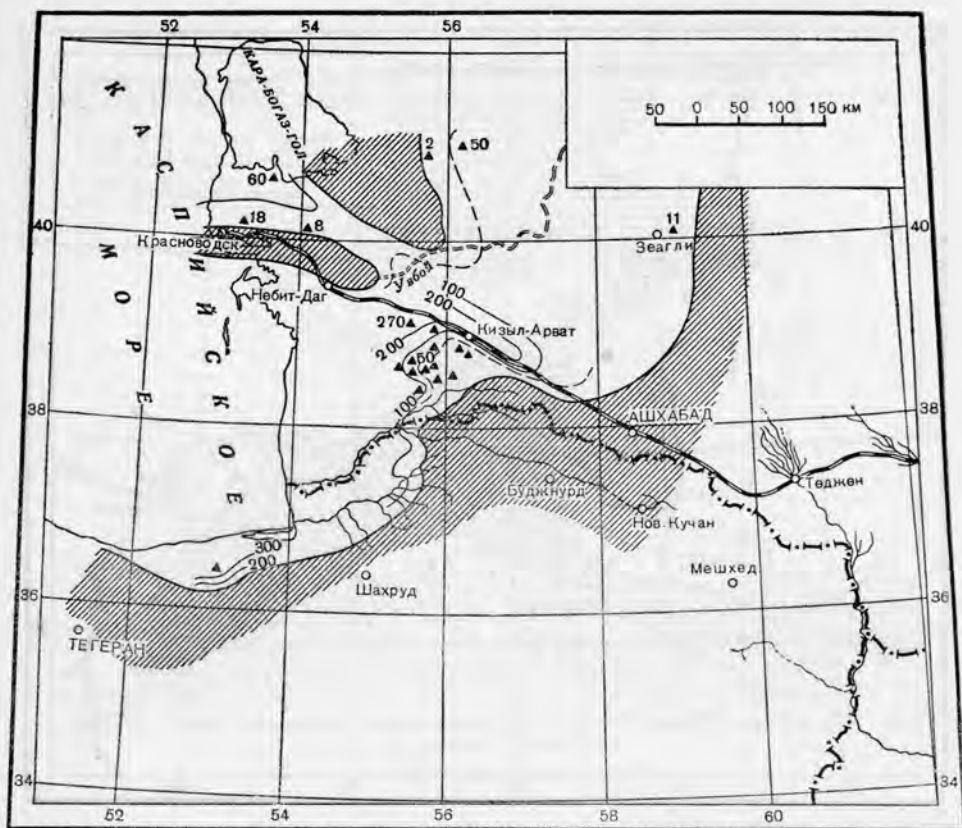


Рис. 43. Схема распределения мощности отложений среднего миоцена
(Штриховкой показана суша)

трансгрессивный характер: залегая без размыва на нижнем сармате, они в то же время обнаружены на конкских и даже на меловых отложениях. В верхнесарматское время в Эльбурсе, как и в большинстве других мест, накапливались грубообломочные континентальные породы.

В западном Копет-Даге выделяются две области максимальных прогибаний для сарматского времени (рис. 45). Первая располагалась в Предкопетдагском прогибе; мощность нижнего и среднего сармата превышает здесь 300 м. Вторая из этих областей охватила Эззет-Карагезскую зону, протягивавшуюся почти под прямым углом к предгорному прогибу; мощность верхнего миоцена здесь почти достигает 500 м. Крупные прогибания испытал и участок Узекдагской синклинали, где накопилось 450 м осадков, между тем как на остальной части западного Копет-Дага мощность сарматских отложений не превышает 100 м; еще меньше она в районе Кара-Богаз-Гола, составляя 50—100 м (Невесская, 1954), и на Краснодарском полуострове — около 50 м. В южной части бассейна, на северном склоне Эльбурса, мощность морских сарматских отложений возрастает до 400—500 м.

В конце среднего сармата в юго-западном Копет-Даге, в районе горы Сирим, началось накопление континентальных отложений, что указывает на начавшуюся регрессию моря. К началу верхнесарматского века континентальные условия распространились на значительную часть западного Копет-Дага, хотя в районе хр. Иланлы и вблизи Кизыл-Арвата известны морские верхнесарматские осадки. В среднем сармате началось

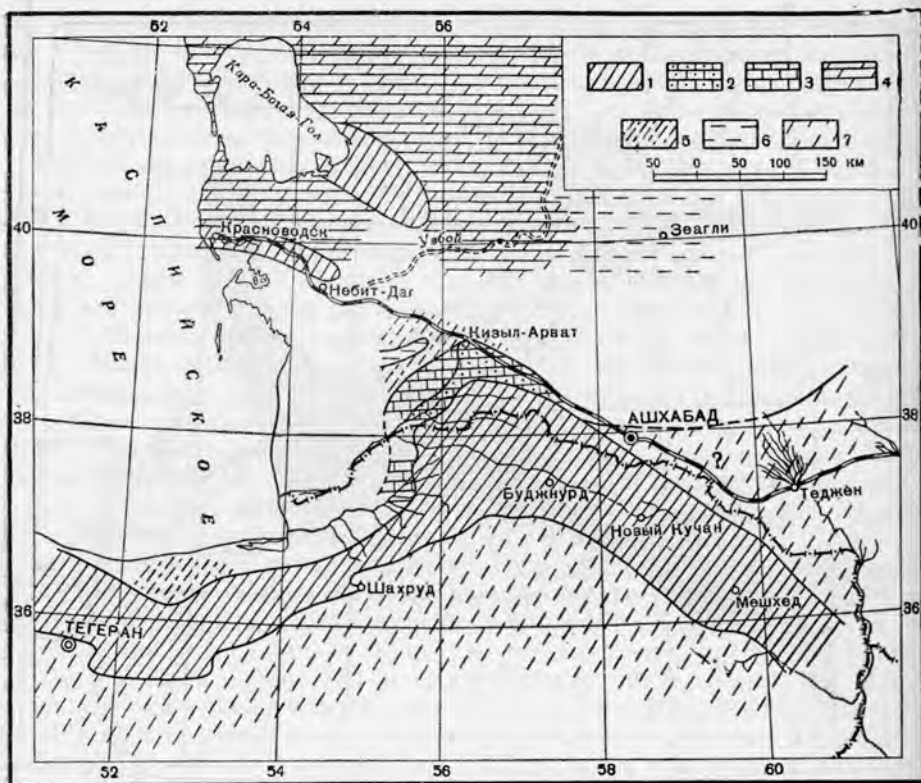


Рис. 44. Схема распространения отложений нижнего сармата

1 — суша; 2 — песчаники со слоями оолитовых известняков; 3 — оолитовые известняки; 4 — мергели с прослоями глины и песчаников; 5 — песчано-глинистые породы; 6 — преобладание в разрезе глины; 7 — континентальные песчано-глинистые отложения, а в Ашхабадском районе и грубообломочные

обмеление моря и в северной, платформенной части территории — на Устьюрте и на побережье Кара-Богаз-Гола. В верхнем сармате море покидает Устьюрт, сохраняясь лишь на незначительной территории северного побережья Кара-Богаз-Гола (Колесников, 1951). На всей остальной территории Туркмении к концу верхнего сармата существовали континентальные условия. В верхнем сармате заканчивается длительный этап развития Туркмено-Хорасанских гор, охватывающий почти весь миоцен. Он характеризуется общим опусканием территории и обширной трансгрессией миоценовых морей к северу от Туркмено-Хорасанских гор. К югу от них существовали иные условия. Здесь в миоценовую эпоху накопилась мощная серия континентальных отложений, получивших в Иране название серии фарс. По Ф. Клаппу (1940), миоценовые отложения южного склона Эльбурса выражены мощной толщей сильно загипсованных песчано-глинистых отложений с примесью конгломератов. Эта серия широко развита в северной части Дешт-и-Кевира, в особенности к югу от Эльбурса. Так, в районе Маамана (юго-западнее Торуда) нижний и средний фарс, представленный континентальными гипсоносными глинами и песками, достигает 3000-метровой мощности. Иногда мощности сильно варьируют на близких расстояниях. На южном склоне Эльбурса, в районе Семнана, мощность только среднего фарса (соответствующего тортонскому ярусу) достигает 4000 м, причем Ф. Клапп сообщает, что в разрезе содержится до 100 м морских известняков. Впрочем, в южных предгорьях Ала-Дага, в районе Нишапура, пестроцвет-

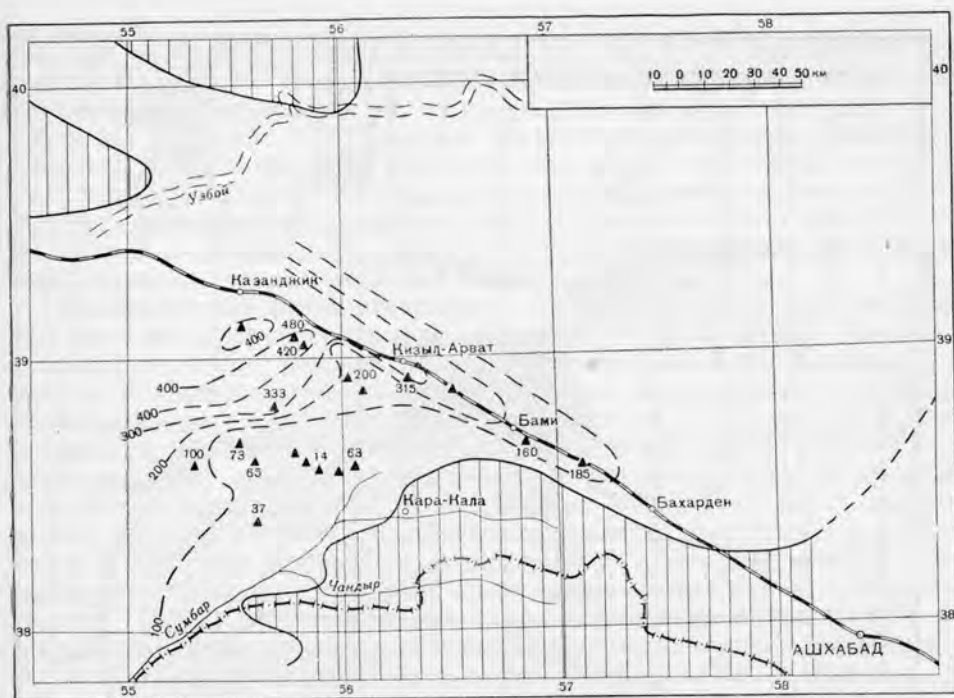


Рис. 45. Схема распределения мощности отложений нижнего и среднего сармата западного Копет-Дага (Штриховкой показана суша)

ная миоценовая свита сложена мергелями и гипсами, перемежающимися с красновато-серыми песчаниками. Осадки миоцена широко распространены южнее, в Тушизских горах, где они выражены толщей глин и мергелей с гипсом, среди которых вблизи Маадана залегает мощный пласт каменной соли. Исчезновение в южном направлении песчаников и замещение их гипсоносно-соленосными глинисто-мергелистыми породами указывает на снос материала с Туркмено-Хорасанских гор. Ф. Клапп сообщает о присутствии эффузивных пород в миоценовых отложениях северной части Дешт-и-Кевира, что служит указанием на вулканическую деятельность того времени. Как видно, к югу от Туркмено-Хорасанских гор в миоцене существовали преимущественно континентальные условия с накоплением мощной толщи глинистых, сильно загипсованных соленосных осадков.

В течение миоценовой эпохи происходит формирование наиболее древней Ризской поверхности выравнивания, с низкорельефом, развитой тогда, по-видимому, довольно широко в центральном и восточном Копет-Даге.

В верхнем сармате начинаются поднятия, сопровождавшиеся складчатостью (рис. 46) и вызвавшие регрессию миоценового моря. Эпоха поднятий и регрессии моря охватывает значительный промежуток времени, обнимающий мэотический век, нижний и средний плиоцен. И только в верхнем плиоцене начинается новая трансгрессия, вызванная общим относительным опусканием территории. В течение этого длительного промежутка времени поднятия, по-видимому, то усиливались, то несколько ослабевали, однако судить об этом мы можем сейчас лишь по небольшому числу фактов. На некоторое ослабление движений указывает слабо выраженная мэотическая трансгрессия, захватившая лишь область

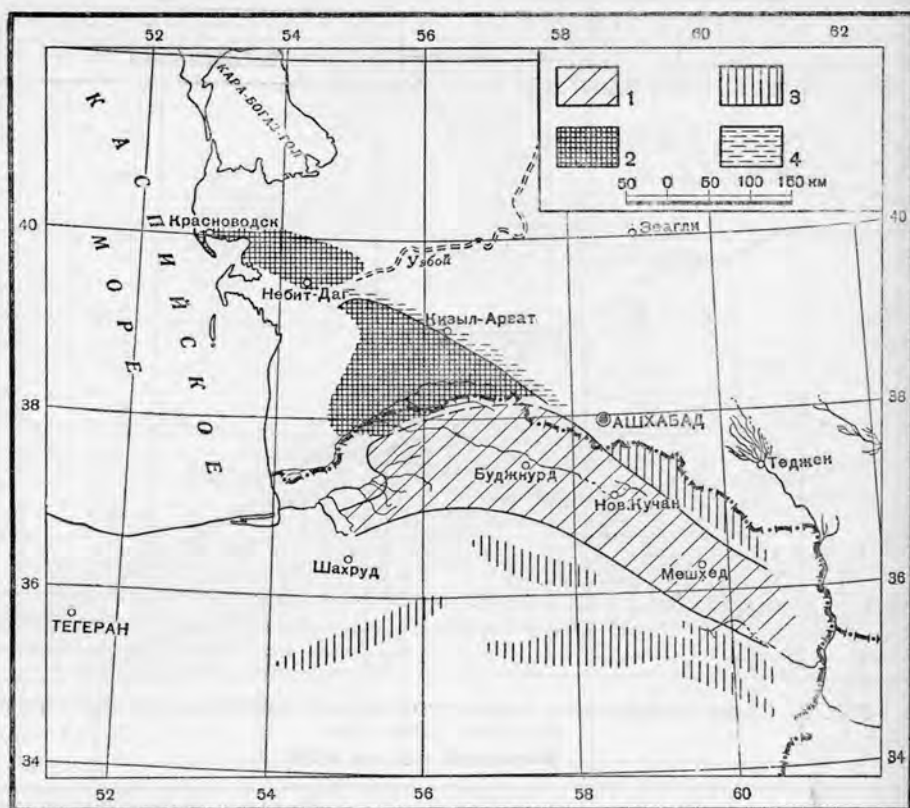


Рис. 46. Области прекаспийского складкообразования

1 — участки, испытавшие сводовое поднятие в прекаспийское время; 2 — участки интенсивной прекаспийской складчатости; 3 — те же участки, но на основании меньшего количества данных; 4 — участки, слабо подверженные прекаспийской складчатости

западного Устюрта и Кара-Богаз-Гола. Понтическая трансгрессия в северной части района имела еще меньшее распространение, однако, по данным последних исследований (Али-Заде, 1954; Агаларова, 1956), проникла на большую часть территории Закаспийской впадины. Свидетельством крупных поднятий в послесарматское время являются толщи грубообломочных отложений, накопившихся по периферии поднимавшихся хребтов.

Первое усиление тектонических движений, сопровождавшееся регрессией моря, падает на верхний сармат. Во впадинах и синклиналях западного Копет-Дага морские сарматские отложения согласно перекрыты континентальными красноцветными песчано-глинистыми породами, в нижней части которых встречаются еще прослои известняков с морской фауной. Смена морских условий континентальными происходила неоднократно, прежде чем море окончательно покинуло эту территорию. На большей части западного Копет-Дага надсарматские отложения выражены песчано-глинистыми осадками. Только вблизи некоторых возвышенностей в разрезе появляются конгломераты, которые на южном склоне хр. Кулмач или в районе Кизыл-Арвата состоят из пород миоцена. В направлении к северо-западу конгломераты исчезают, в разрезе все большее и большее место занимают глины, преобладающие в разрезе Эзет-Карагезской зоны.

Постепенная смена в западном Копет-Даге морских отложений континентальными (см. рис. 1), с согласным залеганием континентальных

осадков на морских, свидетельствует о том, что в верхнем сармате значительные участки западного Копет-Дага еще продолжали испытывать погружения, несмотря на то, что море уже покинуло эту территорию. Области поднятий, поставлявшие терригенный материал, находились главным образом южнее и юго-восточнее, однако отдельные ограниченные участки западного Копет-Дага испытали поднятия и размыв уже в верхнем сармате, о чем можно судить по конгломератам, отлагавшимся по их окраинам. Но эти поднятия были еще незначительны, так как размыв захватил только отложения миоцена.

Надсарматская свита охватывает сравнительно небольшой промежуток времени, предшествовавший общему крупному поднятию западного Копет-Дага, когда вся его территория стала областью размыва. Все другие континентальные свиты, относящиеся по возрасту к интервалу между миоценом и верхним плиоценом, залегают на сарматских и более древних отложениях с размывом и несогласием, будучи приурочены к более позднему времени этого длительного этапа поднятий. В центральном Копет-Даге такой свитой, отвечающей всему промежутку времени между средним сарматом и акчагылом, является казганчайская, развитая и в восточном Копет-Даге; в центральном Копет-Даге конгломераты составляют большую ее часть. Галька плохо отсортирована и не всегда хорошо окатана. В большом количестве встречаются валуны, среди которых преобладают известняки неокома. Мощность свиты в центральном Копет-Даге превышает 600 м, в восточном Копет-Даге сокращаясь до 200 м. Состав свиты указывает на существование крупных движений в период ее отложения.

На Красноводском полуострове, в горах Кюрянын-Кюрре, и на северном склоне Большого Балхана на конкские или нижнесарматские слои налегает толща континентальных грубообломочных пород мощностью 200—250 м, получившая название «кюрянынской» свиты. Она состоит из крупногалечных и валунных конгломератов, которые в нижней части разреза в некоторых пунктах вблизи выходов более древних пород падают к северу под углом до 25—30° (Иртын-Бурун на северо-западном окончании Большого Балхана). С удалением от древних пород конгломераты лежат практически горизонтально. Вверх по разрезу размер галек уменьшается, а в составе свиты увеличивается количество магматических пород. В северном направлении все большее значение приобретают песчано-глинистые отложения, содержащие лишь отдельные прослои конгломератов. Одновременно уменьшается мощность толщи (Двали, Лебедев и Никитюк, 1932).

Наличие довольно мощной свиты грубообломочных пород в Кюрянын-Кюрре и на северном крыле Большого Балхана, а также характер ее изменения в северном направлении позволяют предполагать существование к югу отсюда поднятия, с которого сносился обломочный материал. Возможно, что это поднятие, наметившееся в начале неогена, отвечало крупной антиклинальной структуре, восточным окончанием которой являлся Большой Балхан. Период отложения кюрянынской свиты был временем начала формирования Большебалхано-Кубадагского антиклинория.

Интенсивные движения произошли и в южной части рассматриваемой территории, где на северном склоне Эльбурса установлена толща конгломератов мощностью до 2000 м, лежащая на среднесарматских морских осадках. В конгломератах преобладает галька юрских и меловых пород. В конце сармата в Эльбурсе происходили крупные поднятия, равных которым мы не знаем ни в более раннее, ни в более позднее время.

Основные горообразовательные процессы закончились, по-видимому (по крайней мере в западном Копет-Даге), в начале плиоцена. Мы можем судить об этом по залеганию с резким несогласием среднеплиоценовых

так называемых подакчагыльских конгломератов на складчатой структуре Малого Балхана и Данатинской антиклинали. Время среднего плиоцена явилось лишь заключительным этапом поднятий перед акчагыльской трансгрессией.

Плиоценовая эпоха

Нижнеплиоценовая понтическая трансгрессия в западной Туркмении имела весьма ограниченные размеры. Понтические осадки известны только на северном побережье Кара-Богаз-Гола, где, согласно В. П. Колесникову (1951), они выражены оолитовыми и раковинными известняками, содержащими в отдельных местах гальку мэотических известняков. В Закаспийской впадине понтические слои недавно были обнаружены бурением ниже красноцветных отложений (Али-Заде, 1954₂). Микрофауна понтического возраста, найденная Д. А. Агаларовой (1956) в сопочной брекчии грязевого вулкана Акпатлаук и в других вулканах в районе Чикишляра, свидетельствует, по ее мнению, о широком развитии понтических отложений в этом районе. Понтические отложения, вскрытые в районе Боя-Дага, представлены в основном глинами. Наличие тонкостенных остракод и состав пород понта приводят Д. А. Агаларову и А. А. Али-Заде (1955) к выводу о том, что в понтический век в Закаспийской низменности существовали сравнительно глубоководные условия с повышенной соленостью. На Челекене, по сообщению М. Н. Баранова, понтические отложения выражены доломитизированными мергелями и крепко сцементированными песчаниками с вскрытой мощностью около 500 м.

В среднем плиоцене море отступило из Закаспийской впадины, и в ее пределах началось отложение мощного комплекса аллювиально-дельтовых отложений так называемой красноцветной свиты. Мощность этих отложений достигает 2500 м или даже более. В западных районах, на Челекене, образовывались более тонкие осадки, преимущественно представленные глинами. К востоку количество песчаного материала увеличивается. На Боя-Даге и в Сырт-Яйли в отдельные моменты формировались грубозернистые пески и даже галечники.

Одновозрастными этой толще следует считать подакчагыльские конгломераты, известные на Малом Балхане и на северном склоне Данатинской антиклинали. Залегание их с резким угловым несогласием на различных горизонтах мела и палеогена указывает на продолжительный перерыв в осадконакоплении между отложением морского сармата и этих конгломератов. Вероятно, за это время произошло формирование Малобалханской и Данатинской антиклиналей; они были размыты, о чем свидетельствует большое содержание в гальке описываемых континентальных отложений меловых пород. Мощность их в Ялма-Кую — 130 м, из них более 100 м составляют конгломераты (Никшич, 1931). На южном крыле Малого Балхана мощность конгломератов достигает в отдельных пунктах 540 м (Нацкий, 1916).

Резкое угловое несогласие с подстилающими их отложениями и, видимо, постепенный переход части этой толщи в среднеплиоценовые отложения Закаспийской низменности заставляют считать, что эти породы значительно моложе надсарматских континентальных отложений и принадлежат плиоцену.

После перерыва, охватившего среднеплиоценовое время, в нижнем акчагыле море трансгрессировало в пределы Закаспийской впадины и в западный Копет-Даг, достигнув Малого Балхана и западного окончания Данатинской антиклинали. Наиболее широко оно распространилось в среднем акчагыле, в верхнеакчагыльское же время несколько сократилось.

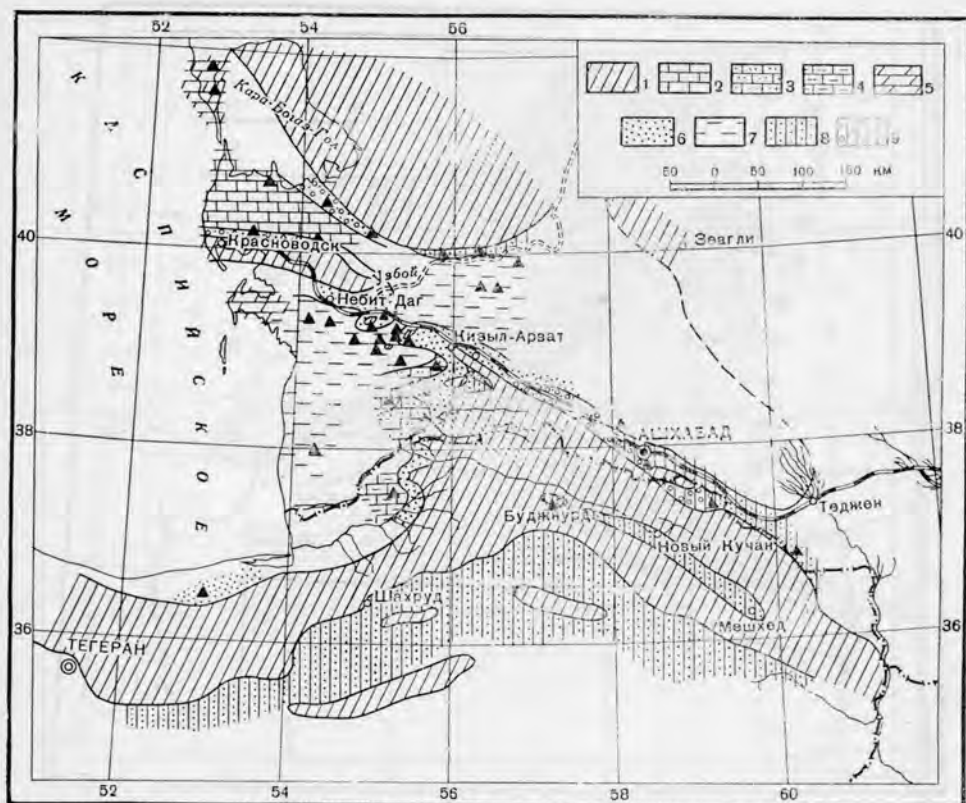


Рис. 47. Схема распространения акчагыльских отложений

1 — суша; 2 — известняки с подчиненными песчано-глинистыми отложениями; 3 — известняки, песчаники, глины, мергели; 4 — в нижней части разреза известняки, выше — глины; 5 — мергели; 6 — песчано-глинистые породы; 7 — глины; 8 — континентальные песчано-глинистые породы; 9 — континентальные грубообломочные породы

Акчагыльская трансгрессия проникла в западный Копет-Даг в то время, когда здесь уже были сформированы основные складчатые структуры. Поэтому море ингрессировало отдельными заливами в участки, располагавшиеся на месте крупных синклиналей (рис. 47). Наиболее крупными из таких заливов являлись Ходжакалинский, Сумбарский, Атрекский и Горганский. К северу от Копет-Дага образовался обширный Каракумский залив, распространившийся почти до Теджена. Между Большебалхано-Кубадагским поднятием и Туар-Кыром существовал пролив в районе песков Чиль-Мамед-Кум, через который мелководный Каракумский залив сообщался с Карабогазским заливом.

В прибрежной части, на границе с участками поднятий, происходило отложение песчаников, иногда со значительным количеством конгломератов, что указывает на существование в то время довольно высокого рельефа. По восточным окраинам акчагыльского бассейна в крупных впадинах образовывались континентальные отложения, возраст которых не всегда укладывается в рамки акчагыльского века, вероятно, отвечая также и апшеронскому веку. Так, например, к югу от Передового хребта в Ходжакалинской впадине морские акчагыльские отложения известны только в западной части хр. Кизыл-Бурун; восточнее они замещаются континентальными осадками, мощность которых у колодца Камышлы достигает 600 м. С удалением от хребта состав пород быстро меняется: грубообломочный материал уступает место пескам, а еще дальше — суглинкам.

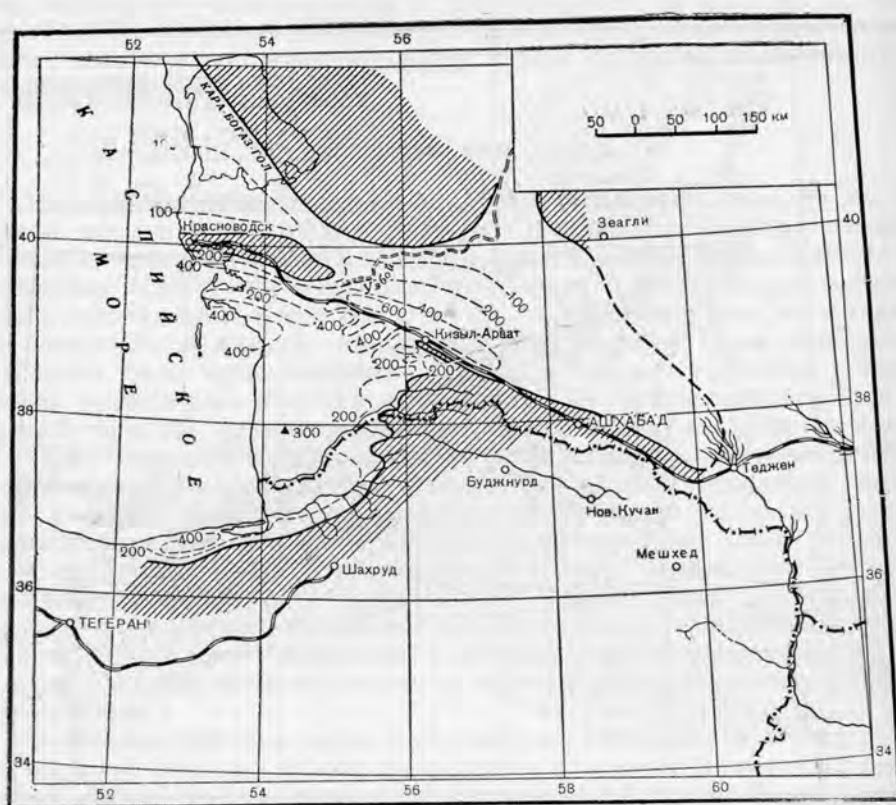


Рис. 48. Схема распределения мощности отложений акчагыльского яруса
(Штриховкой показана суша)

В некотором удалении от береговой линии, в районе гор Араздеу, Кизылджа, Ак-Оба, Сарджаз и др., в западном Копет-Даге в течение акчагыла происходило накопление ракушечников; в районе гор Ала-Даг большая часть разреза выражена карбонатными породами; еще западнее преобладают глины.

Появление песчаников на северном и южном склонах Малого Балхана и смена их глинистым материалом по мере удаления от хребта указывают на то, что Малый Балхан был приподнят над уровнем моря и размывался. То же можно сказать и о Кюрен-Даге. Судя по тому, что разрез среднего и в особенности верхнего акчагыла Данатинской антиклинали выражен почти исключительно глинами, очевидно, что Данатинская антиклиналь в то время была погружена ниже уровня моря.

Для южной части акчагыльского бассейна данных значительно меньше. В горганском его заливе, на южном склоне гор Гокча-Даг, нижняя часть разреза сложена известняками, выше сменяющимися глинами; близости береговой линии здесь еще не чувствуется. На северном склоне Эльбурса акчагыльские осадки выражены песчаниками.

Климатические условия акчагыльского века, по Д. А. Агаларовой (1954₂), менялись в довольно широких пределах, но в направлении, характеризующем постепенное похолодание. Многочисленные представители семейства Candona свидетельствуют об относительно более холодных климатических условиях по сравнению с существующими в настоящее время; климат того времени примерно соответствовал климатическим условиям северной Европы. Фауна остракод указывает на относительно высокую соленость акчагыльского бассейна, воды которого были более

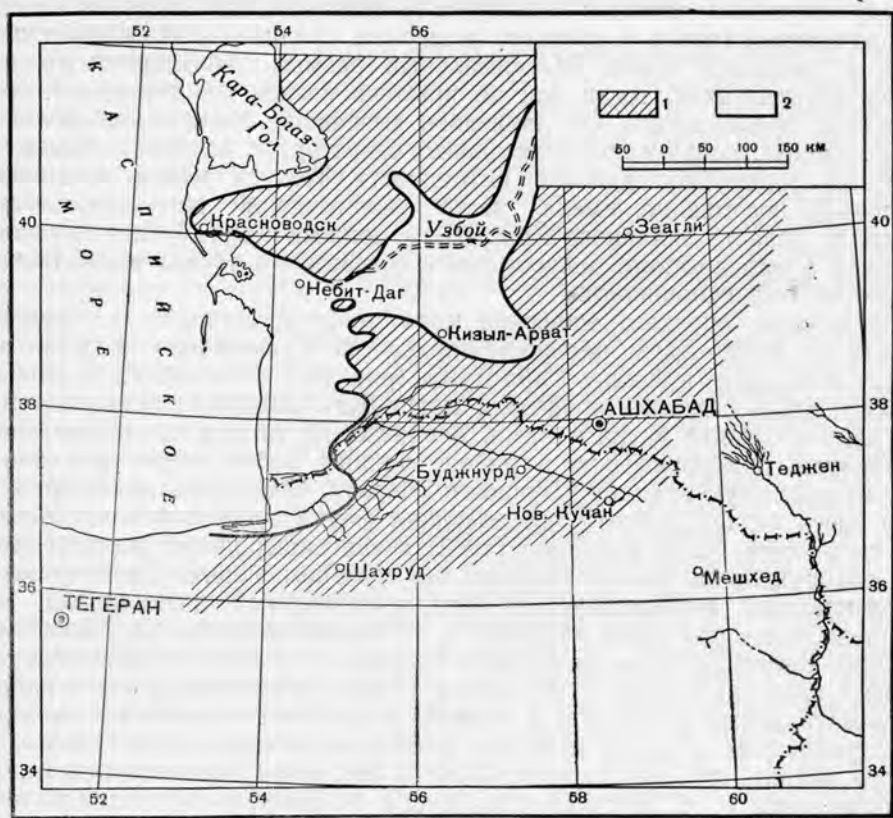


Рис. 49. Палеогеографическая схема среднеапшеронского времени

1 — суша; 2 — море

солеными, чем в период отложения красноцветных пород. Д. А. Агала-рова считает, что глины, содержащие остракоды, отлагались в условиях значительной глубины бассейна (до 200 м). Присутствие в акчагыльских отложениях прослоев пепла, иногда мощностью до 10 см, указывает на вулканическую деятельность, очаги которой в то время находились на Малом и Большом Кавказе и, возможно, в северном Иране.

На рис. 48 дана схема распределения мощностей акчагыла¹. Максимальные мощности известны в Предкопетдагском прогибе, в Эзет-Карагезской зоне, в то время как Закаспийская впадина испытала в акчагыле, в отличие от времени отложения продуктивной толщи, небольшие прогибания.

Апшеронские осадки на Челекене, в Прибалханских структурах, на Малом Балхане и в Данатинской антиклинали трансгрессивно перекрывают акчагыльские. Маловероятно, чтобы в конце акчагыльского века море полностью покинуло Закаспийскую низменность, а затем, в апшероне, вновь трансгрессировало. На Челекене и в Прибалханских куполовидных структурах трансгрессивное залегание наблюдается не только

¹ Рис. 48 отражает лишь самую общую картину распределения мощностей акчагыльского яруса. Составление более подробной и обоснованной карты мощностей для западной Туркмении будет возможно лишь после проведения буровых работ в депрессиях. До настоящего времени для Закаспийской впадины мы знаем мощности акчагыла, за редкими исключениями, только в пределах Прибалханских структур, где они сильно сокращены. То же можно сказать и относительно Предкопетдагского прогиба. Далеко не всегда акчагыльские отложения достоверно отчленены от апшеронских. В последнее время наблюдается тенденция относить часть разреза акчагыла западного Копет-Дага к апшерону.

между породами нижнего апшерона и акчагыла, но также и между отложениями нижнего и среднего апшерона, среднего и верхнего апшерона и бакинских слоев. Максимальный размыв наблюдается вблизи свода антиклиналей, тогда как на крыльях следов его почти нет. Это позволяет предполагать, что движения, вызвавшие несогласия, проявлялись локально, лишь в пределах данных структур, не распространяясь на всю территорию Закаспийской низменности. Тем не менее в нижнем апшероне, несомненно, имела место значительная регрессия. Море оставило область западного Копет-Дага, южных Кара-Кумов, северных районов Краснодарского полуострова и сохранилось только в собственно Закаспийской низменности.

В течение среднего апшерона море трансгрессировало в пределы западного Копет-Дага, распространилось по Балханскому и Данатинскому коридорам в южные Кара-Кумы (рис. 49). Согласно Г. И. Попову (1956), вдоль северных предгорий Копет-Дага море проникло на восток до района селений Кодж и Бами. Вероятно, по узкому заливу, располагавшемуся приблизительно в районе долины Узбоя, море проникло в Сарыкамышскую впадину (Луппов и Эберзин, 1945). Однако обнаруженная здесь бедная и почти пресноводная фауна существенно отличается от каспийской. А. А. Али-Заде (1952) среднеапшеронские морские осадки обнаружил на Малом Балхане, на северном склоне Данатинской и Кюрендагской антиклиналей, в Кизылджабаирской антиклинали. Несколько ранее они были найдены П. В. Федоровым и А. В. Дановым в долине Кемен-Дере, на западном погружении Аладагской антиклинали. Позже здесь их изучал Г. И. Попов (1955), отметивший, что в районе Ала-Дага между акчагылом и средним апшероном «налицо резкие угловые несогласия и следы глубоких размывов», в отличие от Прибалханского района, где они характеризуются согласным напластованием. По наблюдениям Г. И. Попова, апшеронские отложения, состоящие из нижней, преимущественно глинистой, толщи и из верхней — песчанистой, дислоцированы слабо, с углами падения всего в $12-14^\circ$, тогда как акчагыльские пласты падают под углами $60-70^\circ$, а местами почти поставлены на голову. Г. И. Попов отмечает присутствие в районе Ала-Дага (единственное место в Копет-Даге) морских верхнеапшеронских слоев. Под уровень моря погрузилось и западное окончание Краснодарского полуострова (Ильина и Луппов, 1945).

В целом апшеронские морские отложения по составу близки акчагыльским, но в некоторых местах наряду с песчано-глинистыми породами в довольно значительных количествах образовались и мергели.

Характер фауны, изучавшейся А. А. Али-Заде (1952), показывает, что породы среднего апшерона отлагались в сильно опресненном бассейне.

План распределения мощностей апшеронского яруса, насколько об этом можно судить по очень немногочисленным данным, существенно отличается от акчагыльского. В апшеронском веке произошли крупные прогибания в северной части Закаспийской впадины — в Прибалханской депрессии. Здесь даже на крыльях куполовидных структур Челекена, Нефте-Дага и Боя-Дага мощность апшеронских отложений достигает 600—700 м, а на Монжуклы превышает 1100 м. В южных районах Закаспийской впадины, судя по данным бурения в районе Миасер, мощность пород апшерона составляет 380 м. Вероятно, относительно небольшие мощности (не превышающие первых сотен метров) характерны для Предкопетдагского прогиба, Данатинского и Балханского коридоров.

До сих пор мы рассматривали только морской плиоценовый бассейн, занимавший лишь северо-западную часть территории, в то время как на большей ее части в плиоцене существовали континентальные условия. Хотя наши сведения в этой части весьма отрывочны, мы все же попы-

таемся охарактеризовать общую палеогеографическую обстановку данной территории.

Послесарматские движения вызвали в центральном Копет-Даге поднятие выровненной Ризской поверхности и ее расчленение, продолжавшееся, по-видимому, в течение всего нижнего и среднего плиоцена. Ко времени акчагыльской трансгрессии в западном Копет-Даге уже не существовало высокого рельефа, о чем говорят характер залегания акчагыльских слоев на подстилающих отложениях, конфигурация реконструируемой береговой линии и отсутствие грубообломочного материала (известного только в ограниченном числе участков). Время акчагыльской трансгрессии было эпохой крупных относительных опусканий всей территории.

К этому времени, видимо, и закончилось в основном формирование Коштамырской поверхности выравнивания. В верхнем плиоцене она представляла обширную, слабо холмистую прибрежную равнину с речной сетью и пологими водоразделами, на поверхности которых накапливались лёссовидные суглинки. И только в центральном и восточном Копет-Даге благодаря бронирующим плотным неоккомским и верхнеюрским известнякам сохранился более древний рельеф. В долинах этих хребтов отлагается грубообломочный материал, который мы сейчас можем видеть в отложениях, слагающих поверхность Гауданского плато и др.

Интересны наблюдения Е. М. Великовской (1947) в районе так называемого Караулинского плато западного Копет-Дага, к югу от аула Нухур. Она обнаружила здесь на несогласно залегающих сеноманских отложениях красно-бурые глины и темно-бурые глинистые пески со слоем хорошо окатанного галечника в основании. Прослой хорошо окатанной гальки небольших размеров встречаются и выше по разрезу. Аналогичные отложения обнаружены ею и западнее, в Присумбарской долине. Е. М. Великовская считает эти отложения аллювиальными или озерно-аллювиальными, приуроченными к древней речной сети. К такому же выводу пришел еще раньше и Н. П. Васильковский, исследовавший эти отложения в восточной части Ходжакалинской долины. Е. М. Великовская справедливо считает эти отложения аллювиальными аналогами акчагыльской трансгрессии.

В восточном Копет-Даге отложения, относимые к этому времени, описаны В. П. Мирошниченко (1947). Непосредственно к северу от хр. Муздеран развито высокое плато, слабо наклоненное (под углом 2—5°) к северо-востоку. Это плато мы считаем одновозрастным Коштамырской поверхности. На эродированных меловых отложениях здесь лежит толща мощностью 40—50 м, пестрой или красноватой окраски. Состав ее сильно меняется по простирацию, но в общем можно сказать, что верхняя часть почти всегда сложена конгломератами, а нижняя — пере-слаивающимися песчаниками и глинами. По возрасту В. П. Мирошниченко сопоставляет ее с карабийской толщей В. В. Александрова. Расположение этих отложений в непосредственной близости от возвышавшихся южнее хребтов и обусловило появление в них грубообломочного материала. В то же время наличие в нижней части толщи песчано-глинистых пород в непосредственной близости от хр. Муздеран свидетельствует о слабых тектонических движениях, происходивших в это время. Аналогичные отложения развиты на высокогорном плато к югу от хр. Муздеран.

Приведенные выше (хоть и весьма отрывочные) сведения все же позволяют достаточно обоснованно судить о том, что в определенный период плиоцена, — вероятнее всего, во время акчагыльской трансгрессии, — наблюдалось общее относительное опускание Туркмено-Хорасанских гор, и большая их часть, исключая узкую зону центрального и

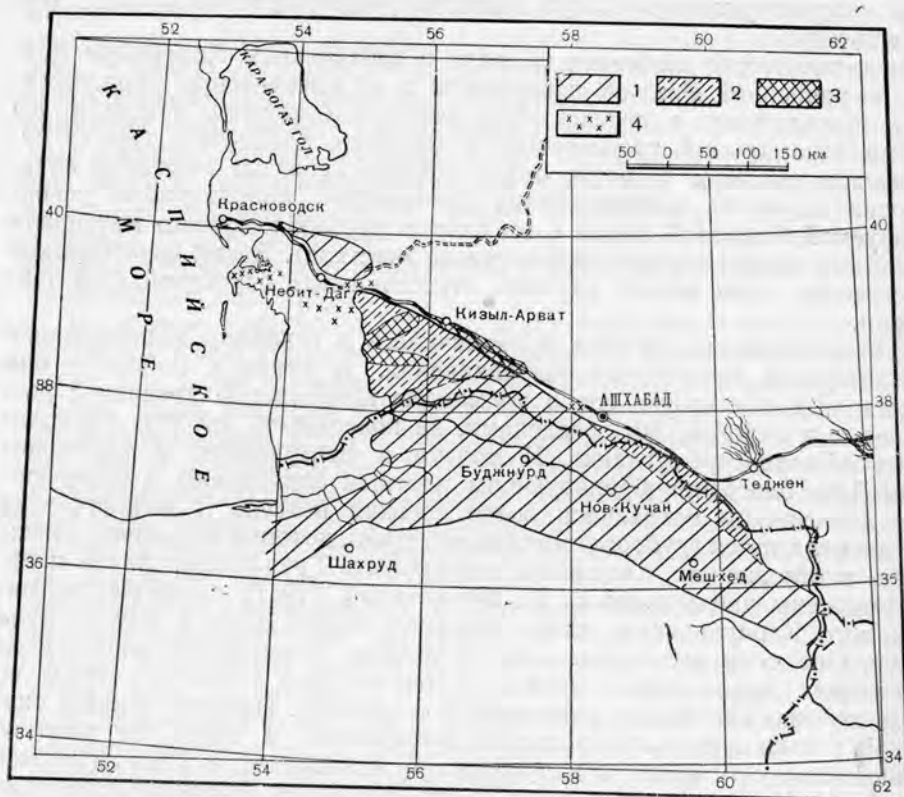


Рис. 50. Области проявления послекачагыльского складкообразования
 1 — участки, испытавшие сводовое поднятие; 2 — участки, испытавшие поднятия и несколько переработанные послекачагыльской складчатостью; 3 — участки интенсивной послекачагыльской складчатости; 4 — отдельные брахиантиклинальные складки, возникшие в послекачагыльское время

восточного Копет-Дага, стала областью аккумуляции. По периферии возвышающихся хребтов отлагался грубообломочный материал, а в большем удалении, например, на территории западного Копет-Дага, — преимущественно суглинки. На слабо холмистой плиоценовой равнине была своя гидрографическая сеть с неглубокими и, по-видимому, широкими долинами; сейчас от нее сохранились лишь небольшие останцы. С запада и северо-запада равнина была окружена плиоценовым морем.

К концу ачкагыла, как мы уже отмечали выше, море регрессировало с территории Копет-Дага. К нижеапшеронскому времени относятся первые проявления послекачагыльской складчатости (рис. 50). Об этом говорит обнаруженное Г. И. Поповым (1955) трансгрессивное залегание среднеапшеронских слоев на сильно дислоцированных отложениях ачкагыла в Эззет-Карагезской зоне, в районе Ала-Дага. Новое усиление поднятий и складкообразования происходит в верхнеапшеронское время. Свидетельством этого является отложение так называемых надачкагыльских конгломератов западного Копет-Дага. Большинство исследователей относит их к верхнему апшерону. В центральном и восточном Копет-Даге к этому времени относятся, очевидно, отложения верхней части так называемой кешенынбаирской свиты, несогласно лежащей на смятых в складки слоях карагауданской и казганчайской свит. В нижней ее части существенную роль играют конгломераты и песчаники, в верхней преобладают глинистые песчаники, песчаные глины и плотные суглинки.

П. И. Калугин отмечал, что к северу, по мере удаления от гор, величина зерен очень быстро убывает.

Рассматривая плиоценовую эпоху в целом, отметим, что морской бассейн существовал только в пределах западной Туркмении и северного Эльбурса. На остальной территории господствовали континентальные условия. По окраинам поднимающихся хребтов происходило накопление пролювиальных, иногда грубообломочных пород, достигающих особенно большой мощности (до 1000 м) в предгорном прогибе, а также в крупных впадинах в западном Копет-Даге — Данатинской и Ходжакалинской. Значительные прогибания, с накоплением осадков мощностью 500—600 м, характеризовали Эзет-Карагезскую зону.

Особое место в плиоценовое время занимала Закаспийская впадина, испытывавшая чрезвычайно глубокие прогибания, о чем свидетельствует мощность накопившихся здесь отложений, измеряемая не менее чем 2500—3000 м. На фоне общих глубоких прогибаний здесь происходили локальные тектонические движения противоположного знака, в результате которых формировались куполовидные складки Прибалханского и других районов. Многочисленность угловых несогласий в плиоценовой серии этих структур свидетельствует о длительности и неравномерности их роста.

Интенсивность и направленность тектонических движений в течение плиоцена неоднократно менялась. В нижнем и среднем плиоцене преобладали поднятия на фоне крупных опусканий в Закаспийской впадине. В акчагыльском веке, наоборот, происходили относительные опускания в пределах Туркмено-Хорасанских гор; прогибания в Закаспийской впадине в акчагыле относительно невелики¹. В апшероне наблюдаются новое усиление тектонических движений и поднятий горной части и новое резкое увеличение размеров прогибания в Закаспийской впадине.

Четвертичный период

Интенсивные тектонические движения, сопровождавшиеся поднятием и сладкообразованием, проявившиеся на рубеже плиоцена и четвертичного периода, в нижнечетвертичное время сменились эпохой относительных опусканий и общего замедления размаха тектонических движений. Первая половина четвертичного периода (до хазарского века) может быть охарактеризована как эпоха, в течение которой происходило выравнивание рельефа, возникшего к концу апшерона. В. А. Растворова (1958) обращает внимание на то, что в самом начале четвертичного периода, вероятно, продолжались значительные движения, в результате которых повсеместно были дислоцированы верхнеапшеронские грубообломочные породы (углы падения их 10—40°). Наиболее энергично процесс выравнивания шел вначале, в бакинский век, позднее, в хазарском веке, процесс этот в значительной степени уже закончился.

В Закаспийской впадине после перерыва в отложении осадков вслед за размывом в пределах куполовидных структур море трансгрессировало в бакинском веке. В основании бакинских слоев на юго-западном окончании Малого Балхана залегает пласт конгломерата мощностью 2—3 м; на Боя-Даге также прослеживается горизонт плотных песчаников с линзами конгломерата. Выше по разрезу залегают слюдястые пески и еще выше — глины. Смена грубообломочного материала вверх по разрезу песками, а затем глинами свидетельствует о постепенном замедлении тектонических движений в прилежащих горных районах. Бакинская

¹ Не исключено, что малые мощности акчагыла в Закаспийской впадине объясняются тем, что прогибание не было полностью компенсировано осадконакоплением.

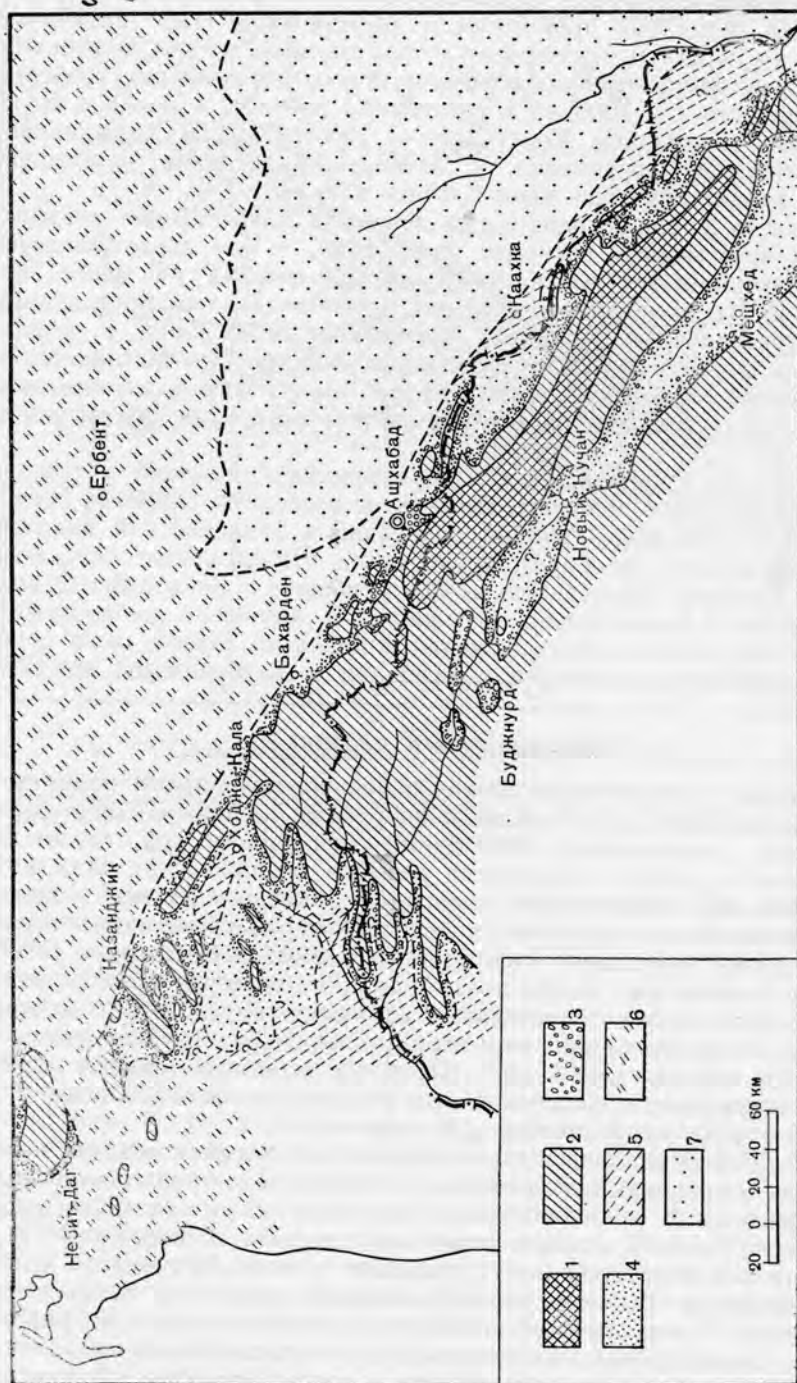


Рис. 51. Палеогеографическая схема хазарского времени

1 — высокогорный сильно расчлененный рельеф; 2 — средне-горный слабо расчлененный рельеф; 3 — конусы выноса с накоплением преимущественно конгломератов; 4 — песчано-глинистые отложения с прослоями галечников; 5 — песчаные отложения; 6 — осадки Пира-Аму-Дарьи; 7 — осадки дельты Теджена

трансгрессия не распространилась восточнее Малого Балхана и Кюрен-Дага; возможно, что воды ее не целиком покрывали Прибалханские куполовидные структуры.

Хазарский морской бассейн отличался от бакинского еще меньшими размерами. К собственно морским отложениям П. В. Федоров (1946₂, 1948, 1952₂) относит только так называемый урунджикский горизонт (мощностью 2—4 м) рыхлых ракушечников с галечником в основании, который выше по разрезу сменяется аллювиально-дельтовыми отложениями мощной дельты Пра-Аму-Дарьи. Береговая линия в хазарский век постепенно передвигалась к западу, уступая место аллювиально-дельтовым отложениям. Эти отложения, оставленные огромной рекой, выражены чрезвычайно мелкозернистыми осадками, развитыми на колоссальной территории низменных Кара-Кумов и Закаспийской впадины. По возрасту они отвечают хазарскому ярусу и, очевидно, также значительной части бакинского. Эти отложения представлены однородными мелкозернистыми песками, минералогический состав которых показывает, что они перенесены в Туркмению из далеких районов Памира и Гиндукуша. По наблюдениям М. К. Граве (1954), в восточной части низменных Кара-Кумов пески этой свиты имеют иной состав, указывающий на поступление материала с юга, из Парапамиза. М. К. Граве выделяет здесь обширную дельту Пра-Теджена, осадки которого отлагались на значительной территории восточных Кара-Кумов (рис. 51).

Осадки каракумской свиты даже в непосредственной близости от склонов возвышенностей не обогащены местным обломочным материалом, что говорит о незначительном его выносе и, следовательно, об отсутствии в это время сколько-нибудь существенных поднятий.

Подтверждением уменьшившейся интенсивности поднятий служит и резкое сокращение области поднятий в пределах горных районов. В первую половину четвертичного времени обширная территория западного Копет-Дага, северная зона восточного Копет-Дага, Кучано-Мешхедский прогиб становятся областью аккумуляции. Во всех этих районах щебнистые или лёссовидные хазарские отложения ложатся на размытые меловые, палеогеновые и неогеновые породы. На обширной подгорной равнине западного Копет-Дага в первую половину четвертичного периода отлагался щебнистый песчано-глинистый материал. В. А. Растворова (1958) отмечает, что во многих районах западного Копет-Дага, в частности, в окрестностях Данатинской антиклинали, насчитывается до трех таких террасовых уровней с мощностью грубообломочных отложений 4—7 м. Такие же уровни отмечены на южном подножье Малого Балхана, в районе станций Кодж и Бами, в северных предгорьях Передового хребта и во многих других местах.

Подобные же разновысотные террасовидные поверхности я наблюдал и в центральном Копет-Даге, к югу от гор Маркоу, Ули-Топа и др. Там особенно широко развита наиболее высокая поверхность, покрытая щебнисто-суглинистым материалом с мощным конусом выноса у подножья горы Душак и вторым конусом к югу от Ашхабада. Более низкие поверхности имеют здесь локальное значение. Щебнистые и супесчано-суглинистые отложения на приподнятой расчлененной поверхности среднечетвертичного возраста наблюдаются в северных предгорьях восточного Копет-Дага.

Вторым важнейшим типом отложений первой половины четвертичного времени, причем, по-видимому, преимущественно конца этого периода, является накопление лёссовидных суглинков, достигающих значительной мощности. Наиболее обширным районом их накопления является область нижнего и среднего течения р. Сумбар, его притока Чандыра, а также долина р. Атрек. Здесь к первой половине четвертичного периода

В. А. Растворова (1958) относит накопление мощной толщи лёссовидных суглинков, указывающее на значительные опускания этих участков при отсутствии в то же время сколько-нибудь заметных поднятий. Лёссовидные породы этого возраста мощностью до нескольких десятков метров широко развиты в восточном Копет-Даге, к югу от ст. Каахка и в более восточных районах. Чрезвычайная тонкозернистость этих осадков, в основном пролювиального генезиса, также свидетельствует об отсутствии сколько-нибудь значительных поднятий в период их отложения.

Вторая половина четвертичного времени характеризуется резким изменением палеогеографических условий. Еще в конце хазарского века Пра-Аму-Дарья повернула на север, к Аральскому морю. Территория низменных Кара-Кумов, сложенная песчаными толщами каракумской свиты, подверглась интенсивному воздействию ветра. Здесь начал образовываться эоловый рельеф, формирование которого продолжается и до настоящего времени. Перед хвалынской трансгрессией начинается поднятие среднечетвертичной эрозионно-аккумулятивной равнины, что подтверждается образованием в предгорной равнине предхвалыньских конусов выноса. Береговые валы последующей хвалынской трансгрессии расположены у подножья этих конусов, от которых теперь сохранились только вершины в виде низких холмов. Подобные хазарские, вернее, предхвалыньские, конусы широко развиты на предгорьях Большого Балхана (В. А. Растворова, 1958) и вдоль северных предгорий Копет-Дага. Усиление поднятий сказалось и в некоторой перестройке гидрографической сети, и в углублении речных долин. Руслу потоков характеризовались, очевидно, большими уклонами продольного профиля, вследствие чего за пределы гор мог выноситься грубообломочный материал. Время воздымания среднечетвертичной денудационно-аккумулятивной поверхности датируется, таким образом, достаточно точно, охватывая промежуток времени между хазарской и хвалынской трансгрессиями. Чрезвычайно интересной особенностью этого времени является то, что предхвалыньские поднятия захватили не только горные районы, — они распространились и на территорию Предкопетдагского прогиба, центральная и восточная части которого оказались значительно приподнятыми относительно его западной части.

После того как рельеф приблизительно достиг современного положения, наступила хвалыньская трансгрессия Каспия. В. А. Растворова отмечает, что трансгрессия вызвала поднятие общего базиса денудации, вследствие чего произошла как бы «консервация» созданного к тому времени рельефа. Наступил период, когда интенсивно протекавшие процессы денудации замедлились. Глубокие долины начали заполняться аллювием. В период максимального развития хвалыньской трансгрессии море распространилось на восток по низменным Кара-Кумам до меридиана Кизыл-Арвата и проникло отдельными узкими заливами в Кемальский солончак и русло Узбоя (Кесь, 1954). Западнее и юго-западнее Большого и Малого Балхана, Кюрен-Дага и Данаты береговая линия проходила по подножью щебнистых конусов выноса. В результате размыва последних и переотложения материала образовались галечниковые террасы и береговые валы. Наиболее высокий уровень хвалыньского моря достигал 46—48 м абс. высоты (около 75 м над современным уровнем Каспия), причем везде, как правило, на одной и той же высоте. Из этого можно заключить, что за послехвалыньское время в западной Туркмении не происходило резких дифференцированных движений. Исключение составляют куполовидные структуры Прибалханского района Закаспийской впадины. Здесь, на Боя-Даге, А. А. Али-Заде (1954) обнаружил террасовидный уступ хвалыньского моря на высоте 82 м. Очевидно, эти складки, в отличие от структур западного Копет-

Дага и Большого Балхана, продолжали расти в послехвалынское время.

Постепенно регрессировавшее хвалынское море оставило серию береговых валов и террас на несколько более низких уровнях. Сокращение хвалынского моря привело к тому, что обширные площади оставленных им песчаных массивов подверглись переработке ветром. Вследствие понижения базиса эрозии русла долин и саев начали врезаться в поверхность аккумулятивной равнины. К последним стадиям отступления хвалынской трансгрессии относится формирование низких аллювиальных террас. Окончательное сокращение хвалынского бассейна до современного уровня (—28 м) привело к значительному понижению базиса эрозии и вызвало оживление процессов денудации. Начался эрозионный врез в поверхность низких аккумулятивных террас. С отступанием хвалынского моря началось формирование долины Узбоя на участке ниже Аджи-Кую-Бургун, где заканчивалось его русло в период наибольшего распространения хвалынского бассейна (Кесь, 1954). После отхода хвалынского моря продолжается формирование подгорного шлейфа за счет спускавшихся с гор селевых потоков.

Историю развития центрального и восточного Копет-Дага в хвалынское время мы не можем восстановить с той же подробностью, что и на западе, так как здесь нет морских отложений. Однако имеющиеся немногочисленные данные показывают, что в период хвалынской трансгрессии на этой территории также наступил момент некоторого замедления тектонических движений, в результате чего область аккумуляции в некоторых местах расширилась (например, в районе Ак-Тепе хвалынские пролювиальные отложения перекрывают линию Копетдагского надвига, заходя заливом в область развития неокомских пород).

В послехвалынское время наступила последняя, уже современная эпоха поднятий. Наряду с общим воздыманием всего мегантиклинория наблюдается также вовлечение в поднятия участков, ранее испытывавших погружения, — в настоящее время мы видим здесь развитие тех процессов и направленность движений, какие существовали раньше.

Движения послехвалынского времени, т. е. движения «сегодняшнего дня» (охватывающие интервал последних 10 000 лет) имеют для изучения сейсмического режима исключительное значение, поэтому на них мы остановимся более подробно.

Хвалынское море оставило в западной Туркмении серию береговых валов, соответствующих максимальному стоянию хвалынского моря и определенным стадиям его опускания. Как известно, отметки максимального стояния этого моря во всех районах западной Туркмении (вдоль подножий Большого и Малого Балхана и западного Копет-Дага) расположены на одних и тех же высотах, а именно 46—48 м. Это значит, что в послехвалынское время не происходило дифференцированных тектонических движений отдельных крупных структурных единиц, испытывавших за этот последний промежуток времени лишь одинаковое общее поднятие. По-видимому, аналогичная картина имела место и в восточных районах, куда не проникло хвалынское море и о которых у нас нет точных критериев для суждения о движениях того времени. Различие с западными районами заключается, видимо, только в том, что общее поднятие всей восточной части территории было в послехвалынское время более интенсивным, как об этом можно судить по теперешнему высотному положению предгорной равнины к северу от центрального и восточного Копет-Дага (см. профиль на рис. 39). Различия в высотном положении предгорной равнины явились следствием разной направленности движений на востоке и на западе, в данном случае интенсивного опускания всей Каспийской впадины, в широком ее понимании, по отношению

к поднимающимся крупнейшим горным системам (на западе — к Кавказу, на востоке — к Копет-Дагу).

На фоне этих общих движений в послехвалынское время наблюдаются локальные поднятия, располагающиеся на периклинальных окончаниях или на крыльях некоторых тектонических структур, характеризующихся в последние отрезки истории особой интенсивностью и направленностью тектонических движений. На рассмотрении таких участков мы сейчас и остановимся.

Наблюдения В. А. Растворовой на юго-западном окончании Копет-Дага показывают, что часть предгорной равнины, прилежащей к мелкогорью западного Копет-Дага, испытала в послехвалынское время значительное поднятие. Это устанавливается по наблюдающемуся в этом районе интенсивному врезанию сухих русел Кемен-Дере и Дивана в предгорную равнину хвалынского времени, достигающему 15—25 м. Севернее, по наблюдениям А. И. Барановой (1956₁), современное русло Гяурли врезано в пролювиальную хвалынскую равнину на глубину до 5 м, и уменьшение вреза начинается только в периферической части предгорной равнины. Наличие в поперечном профиле долины Гяурли двух террасовидных уступов на значительном отрезке ее верхнего течения свидетельствует о том, что в послехвалынское время здесь происходило усиление процессов поднятия по крайней мере два раза, причем второе поднятие захватило большую площадь и, судя по врезу, было более крупным. Особенности тектонического положения этого района очевидны. Как установлено геофизическими исследованиями, складчатые структуры западного окончания Копетдагского мегантиклинория продолжают в пределы Закаспийской низменности, будучи погруженными под плиоценовые и четвертичные осадки. Сейчас, в связи с общим поднятием мегантиклинория, возлегают в поднятия и прилежащие его участки, ранее испытывавшие опускания.

В других местах послехвалынские поднятия имеют более локальный характер.

На местности и при рассмотрении топографической карты отчетливо виден обширный конус выноса, развитый к западу от Искандера. Объяснить этот конус исключительно разгрузкой материала выходящих на равнину временных потоков не представляется возможным, так как область питания этих потоков невелика. В этом отношении показательным сравнение этого района с районом «дельты» р. Аджи-Дере, собирающей воды со значительной части западного Копет-Дага. Казалось бы, что в месте ее выхода из гор должен существовать конус выноса, значительно более мощный, чем у Искандера. Однако в действительности наблюдается обратное. Конус выноса в районе «дельты» Аджи-Дере практически отсутствует, хотя бурением здесь выявлена значительная мощность современных наносов, перекрывающих каракумскую свиту. Обширный конус в районе Искандера должен объясняться послехвалынскими поднятиями этого участка. Этот конус расположен на непосредственном продолжении Эзет-Карагезской зоны, интенсивно поднимающейся в четвертичное время. В послехвалынское время тектонические движения в этом районе распространились и на прилежащую часть предгорной равнины.

Аналогичная картина наблюдается и в районе Бахардена. Здесь у восточного окончания Арчман-Нухурского «узла», к северо-востоку от антиклинали хр. Тырнов, расположен конус, возвышающийся над предгорной равниной. Сколько-нибудь значительные водотоки отсутствуют. Расположенная рядом в синклинальной структуре «дельта» р. Арваз не образует конуса, так как этот участок продолжает погружаться. Конус у северо-восточного окончания антиклинали Тырнов следует объяснять

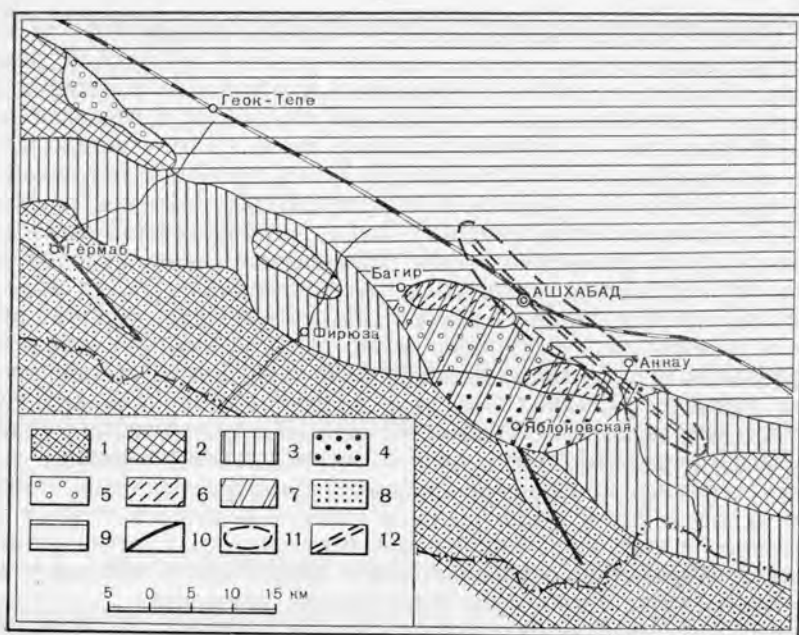


Рис. 52. Схема новейшей тектоники Ашхабадского района

1 — Южно-Копетдагский антиклинорий, устойчиво приподнятый с послесарматского времени; краевые части его вовлечены в поднятие в плиоцене; 2 — осевые части крупных антиклиналей северного крыла мегантиклинория, устойчиво приподнятые с верхнего плиоцена; 3 — участки северного крыла мегантиклинория, приподнятые с послехазарского времени; 4 — участки Предкопетдагского прогиба, вовлеченные в поднятие с послехазарского времени; 5 — участки прогиба, захваченные поднятием в послехвалынское время; 6 — брахиантиклинальные складки, возникшие в первую половину четвертичного периода и продолжающие подниматься до настоящего времени; 7 — участок Предкопетдагского прогиба, вовлеченный в поднятие в четвертичное время; 8 — участки относительных прогибаний в пределах поднятий; 9 — Предкопетдагский прогиб, испытывающий интенсивные прогибания до настоящего времени; 10 — разломы, «живущие» до настоящего времени; 11 — девятибалльная изосейста Ашхабадского землетрясения 1948 г. (по С. В. Медведеву); 12 — эпицентральная ось Ашхабадского землетрясения

распространившимися в эту часть предгорной равнины поднятиями, продолжающимися в горной части.

Еще более отчетлива подобная картина в пределах передового прогиба в Ашхабадском районе (рис. 52). Здесь в южной части располагается область устойчивых, начиная с конца миоцена, поднятий Копетдагского мегантиклинория. Севернее расположены участки того же мегантиклинория, вовлеченные в поднятия во вторую половину четвертичного периода. Еще севернее находится область Предкопетдагского прогиба, испытывающая в неогене и в четвертичное время интенсивные опускания. В пределах прогиба в геоморфологическом отношении четко выделяется участок его к югу от Ашхабада, вовлеченный в поднятия в самом конце четвертичного периода.

Как мы уже отмечали выше, обширный конус в районе Яблоновской и к северу от нее, имеющий среднечетвертичный возраст, говорит о поднятиях, начавшихся во вторую половину четвертичного периода. Севернее расположены брахиантиклинали Кешенынбаирская и Первомайская, начавшие подниматься также во вторую половину четвертичного периода. Поднятие Кешенынбаирской брахиантиклинали продолжается и в послехвалынское время, на что указывает резкое воздымание по оси антиклинали хвалынских террас в долинах протоков, пересекающих ее вкрест простирания. В послехвалынское время поднятиями оказался захваченным и участок прогиба между «конусом» в районе Яблоновской

и указанными брахиантиклиналями. Это хорошо фиксируется по возвышающемуся здесь в виде конуса выносу участку предгорной равнины.

Таким образом, поднятия в пределах Ашхабадского участка прогиба, начавшиеся в дохвалынское и в отдельных его местах в послехвалынское время, объединились в общее поднятие всего этого участка прогиба. Из тектонической карты (см. рис. 65) и схемы новейшей тектоники этого района видно, что этот участок Предкопетдагского прогиба расположен на непосредственном продолжении к западу тектонической зоны северо-восточного крыла мегантиклинория, являющейся более молодой по отношению к складчатым структурам расположенного южнее Южно-Копетдагского антиклинория. Недавние поднятия этого участка прогиба можно объяснить распространившимися сюда с востока движениями, проявляющимися в Восточно-Копетдагской зоне. Близкую картину в несколько меньших размерах мы уже видели в районе Бахардена, где наблюдается разрастание поднятий от аналогичной зоны западного Копет-Дага, но соответственно уже в восточном направлении.

Таким образом, проявления движений самого последнего этапа развития в пределах предгорной равнины удастся наблюдать лишь в весьма ограниченном числе мест, причем для всех случаев удастся установить непосредственную связь этих движений с предисторией данных участков, для которой также характерны интенсивные движения.

В этой связи необходимо остановиться на работе В. П. Мирошниченко (1954), посвященной новейшим и современным движениям Закаспийской впадины. На структурной карте, составленной для этой территории, В. П. Мирошниченко выделяет огромное число современных поднятий, установленных им на основании данных аэрометодов и наземных наблюдений. Судя по его карте, практически вся Закаспийская впадина состоит из поднятий, иногда даже не разделенных участками опусканий. Многие из поднятий совершенно не согласуются с тектоническим строением впадины, установленным детальными геофизическими исследованиями, в том числе и в ее верхнем плиоцен-четвертичном структурном этаже. Так, В. П. Мирошниченко показывает поднятие в районе солончака Кель-Кор, представляющего крупную синклиналичную структуру; однако она характеризуется большими мощностями четвертичных отложений и, судя по конфигурации отложений новокаспийской трансгрессии с *Cardium edule*, прогибается до настоящего времени. Он рисует поднятия на месте крупных синклиналей в районе песков Кызыл-Кум; сюда же попадают Приатрекское поднятие и многие другие. Существование большинства показанных им поднятий очень сомнительно. Не нужно забывать, что в четвертичное время Закаспийская впадина испытала крупные прогибания, достигавшие в отдельных местах 1000 м. Локальные поднятия, устанавливаемые по сокращению мощностей четвертичных отложений, фиксируются только в пределах Прибалханских структур, для которых известны поднятия и в послехвалынское время. Ожидать, что на современном этапе развития впадины направленность движений в ней изменилась в обратную сторону, нет оснований.

ГЛАВА 7

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТУРКМЕНО-ХОРАСАНСКИХ ГОР

ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ КОЛЕБАТЕЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ

Изложенная выше история развития Туркмено-Хорасанских гор в мезозое и кайнозое позволяет наметить следующие закономерности тектонического развития этой территории¹.

Альпийский цикл развития Туркмено-Хорасанской геосинклинали начался с лейасового времени, когда произошло заложение двух интрагеосинклиналей.

Первая из них располагалась на севере в районе Большого Балхана. Здесь за юрский период накопилось до 5000 м преимущественно морских осадков. К северу от Большого Балхана в юрское время существовали совершенно иные геотектонические условия. Мощность юрских отложений на Туар-Кыре сокращена по сравнению с Большим Балханом почти в 10 раз.

Вторая интрагеосинклиналь юрского времени, по размерам значительно большая, чем первая, располагалась в пределах Эльбурса, Ала-Дага и Биналуда. В нижней юре происходила неоднократная смена морских условий континентальными; в средней и верхней юре накапливалась мощная толща морских осадков. К югу, в пределах северной части Иранского плато, располагалась область относительных поднятий, не покрывавшаяся морем в средней и верхней юре. Относительно приподнятыми в юрское время были, по-видимому, и некоторые участки к северу от этой интрагеосинклинали, как об этом можно судить по отсутствию нижней юры на северном склоне восточного Эльбурса, средней и верхней юры в верховьях Горгана, средней юры в районе Муздерана в восточном Копет-Даге.

На границе юры и мела как в северной, так и в южной зоне начались поднятия, сопровождавшиеся отложением красноцветных грубообломочных пород. Однако последующая история этих зон оказалась различной. В южной интрагеосинклинали произошла инверсия геотектонических условий. В течение всего последующего времени Эльбурс, Ала-Даг и Биналуд представляли устойчивые поднятия, которые только в эпоху самых больших трансгрессий покрывались морем. К этому времени здесь приурочено и складкообразование, в процессе которого сформировались прообразы Эльбурского и Аладагского мегантиклинориев. К этому же

¹ Иллюстрацией к этому разделу служат фациальные профили, построенные вкрест простирающихся основных геотектонических зон Туркмено-Хорасанской складчатой системы (рис. 53 и 54).

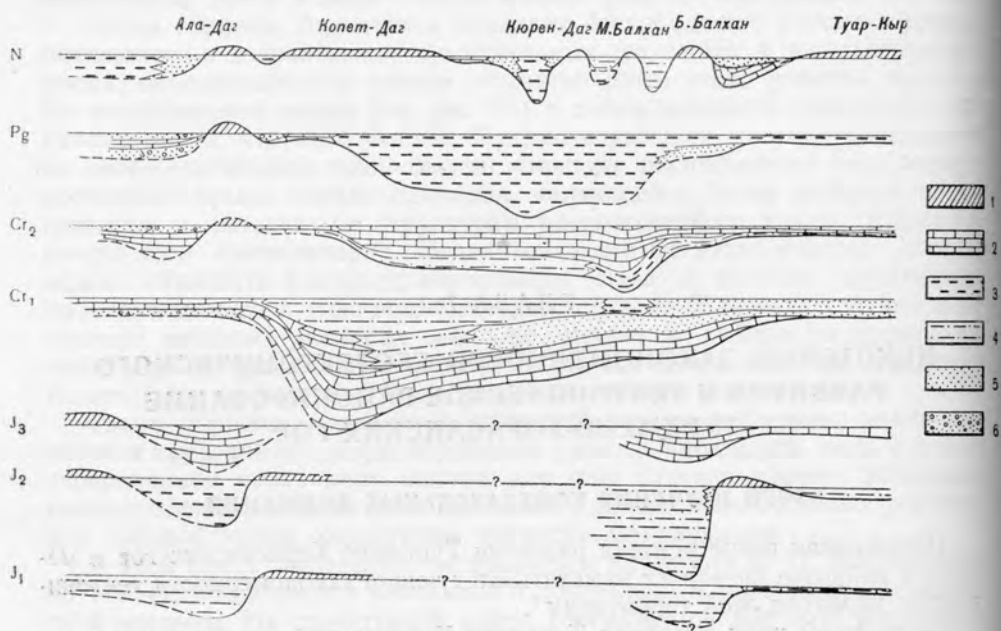


Рис. 53. Фациальные профили по линии Ала-Даг — Туар-Кыр (I—I на рис. 58).
1 — участки поднятий; 2 — известняки и мергели; 3 — глины; 4 — песчано-глинистые отложения;
5 — песчаники; 6 — песчаники и конгломераты

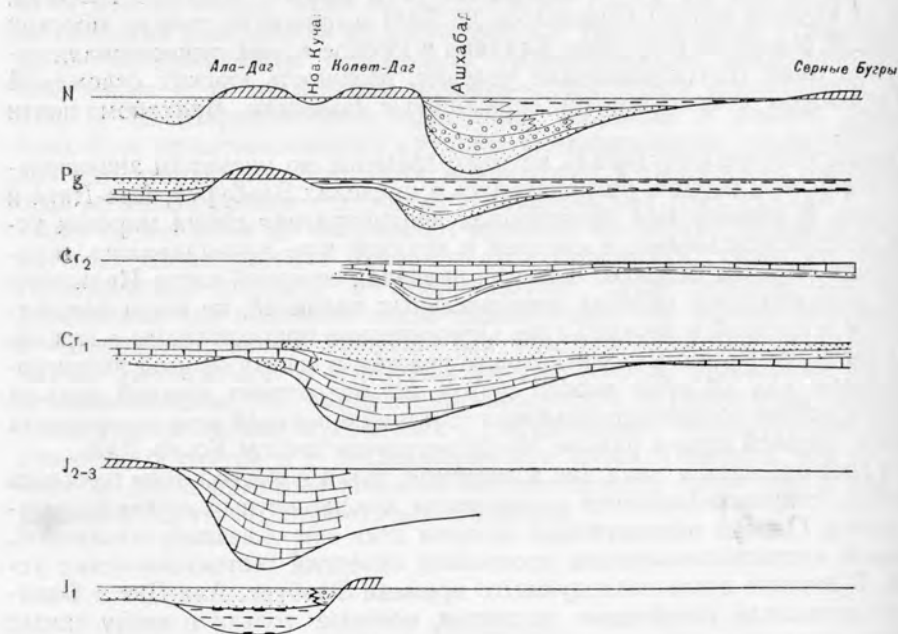


Рис. 54. Фациальные профили по линии Ала-Даг — Серные бугры (II—II на рис. 58)

времени относится внедрение гранитов в районе Мешхеда. В Большебалканской интрагеосинклинали поднятия и складкообразования, проявившиеся гораздо слабее, чем в южной интрагеосинклинали, не привели к полной инверсии. В последующее время Большебалханская интрагеосинклинали продолжала прогибаться, хотя и медленнее, чем в юрском периоде.

В нижнем мелу произошла существенная перестройка областей поднятий и прогибаний. Зона максимальных прогибаний сместилась к северу от Ала-Дага, в пределы центрального Копет-Дага, где мощности осадков нижнего мела достигают 3500 м. Большебалханская интрагеосинклинали испытывала меньше прогибания — мощность осадков здесь составляет до 1500 м.

В начале верхнемеловой эпохи произошли новые существенные перераспределения областей поднятий и опусканий, в частности, поднятия в южной части Копетдагского мегантиклинория. Там, где в течение нижнего мела накопилось более 3500 м осадков, мощность верхнего мела и палеогена составляет лишь десятки и первые сотни метров, причем в разрезе наблюдаются большие перерывы. Таким образом, в начале верхнемеловой эпохи область поднятий расширилась, распространившись на значительную часть Копет-Дага. Зона максимальных прогибаний в верхнем мелу вновь отодвинулась к северу, захватив территорию западного Копет-Дага; узкой полосой она протягивалась от центрального Копет-Дага (к северу от него) в восточный Копет-Даг. Глубокий прогиб в верхнем мелу возник в северной части Малого Балхана. Возникла также новая зона прогибаний к югу от Ала-Дага. В палеогене сохранился примерно такой же план распределения областей поднятий и опусканий, как и в верхнем мелу. Сформировались только новые зоны интенсивных прогибаний в центральном Эльбурсе и на его южном крыле, с накоплением в эоцене вулканогенных и терригенных осадков мощностью до 3000 м.

К неогену приурочены крупные поднятия в центральной части Туркмено-Хорасанских гор наряду с резкими опусканиями участков, расположенных по их периферии. К этому времени относится формирование передовых прогибов в их современном виде. Интенсивные опускания испытывают бывшие ранее относительно приподнятыми районы Иранского срединного массива.

Для неогена и четвертичного времени можно выделить три основных этапа: миоцен-нижнеплиоценовый, средне- и верхнеплиоценовый и четвертичный.

Миоценовый этап (рис. 55) знаменует дальнейшее расширение участков поднятий. Относительно приподнятыми оказываются многие из тех районов, которые испытывали крупные прогибания и в верхнем мелу, и в палеогене. Это особенно хорошо видно на примере западного Копет-Дага, большая часть которого в миоцене почти перестала прогибаться. В эту эпоху области крупных прогибаний локализуются в передовом прогибе и в Эзет-Карагезской зоне, история развития которой, начиная с миоцена, резко отлична от формирования других районов западного Копет-Дага. Еще более крупные прогибания возникли в миоцене вдоль северной и южной окраин Эльбурса. Энергичное сводовое поднятие Эльбурса в конце миоцена сопровождалось возникновением по его периферии зон колоссальных опусканий. На севере мощность миоценовых отложений превышает 2000 м, а на юге и 3000 м. Миоценовый этап заканчивается крупными поднятиями и складкообразованием, захватившими и нижний плиоцен.

В плиоцене значительные прогибания по-прежнему испытывают Предкопетдагский прогиб и Эзет-Карагезская зона, а также Балханские коридоры. Областью малых прогибаний остается западное окончание Копетдагского мегантиклинория, включая и ту его часть, которая в настоящее время погружена под четвертичные отложения (рис. 56).

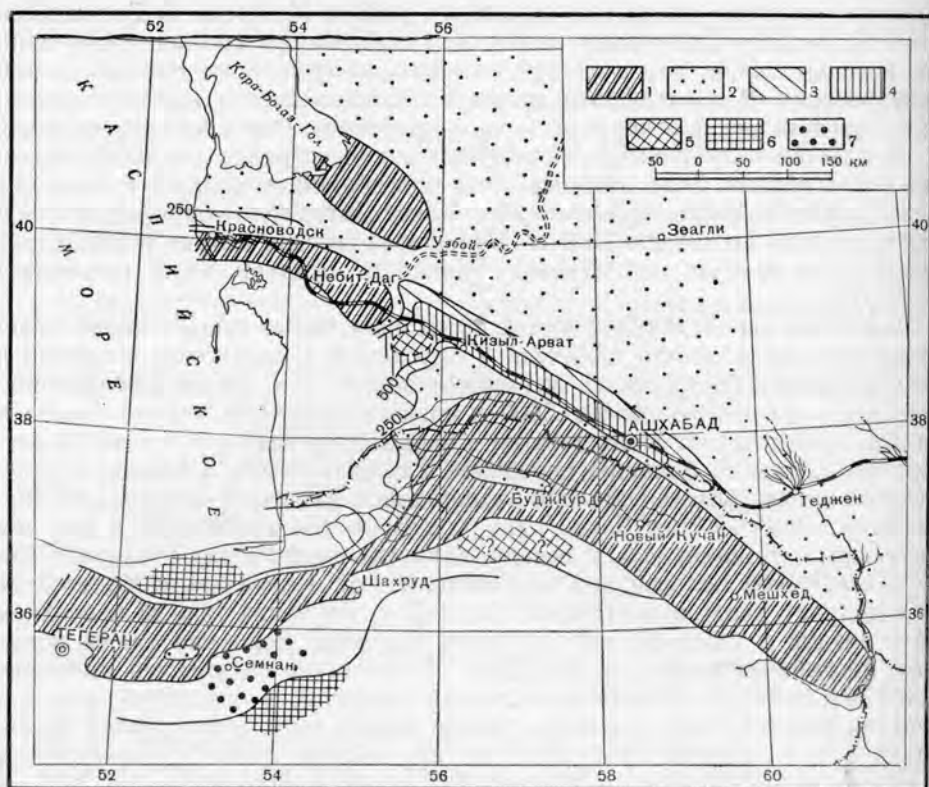


Рис. 55. Миоценовый этап развития области

1 — участки поднятий; 2 — участки прогибаний до 250 м; 3 — тоже прогибания 250—500 м; 4 — прогибания 500—750 м; 5 — прогибания 750—1000 м; 6 — прогибания до 3000 м; 7 — прогибания более 3000 м

Совершенно иной размах движений мы видим в пределах Закаспийской впадины. О более древних этапах ее истории мы почти не имеем непосредственных сведений и можем о них судить, основываясь лишь на геофизических данных и путем сопоставления с западной ее частью, расположенной на Кавказском берегу. Так, материалы по Куринской впадине показывают, что в миоцене западные районы Южно-Каспийской впадины еще не начали прогибаться и временами выступали из-под уровня моря. Сходную картину можно ожидать и в восточной (туркменской) части впадины, поскольку последующая история обеих ее частей одинакова. В плиоцене как в западной (кавказской), так и в восточной (туркменской) частях впадины происходили крупнейшие опускания, измеряемые в 3—4 тыс. м. Особенно интенсивными были опускания в среднем плиоцене, в верхнем же плиоцене они несколько замедлились. В верхнем плиоцене установлены локальные поднятия в северной части впадины — в Прибалханской депрессии, где начавшийся рост Прибалханских структур фиксируется сокращением мощностей верхнеплиоценовых отложений. В плиоцене же вовлекаются в прогибания и южная часть Большебалханско-Кубадагского антиклинория, а также участки Балханского и Данатинского коридоров, которые в миоцене были приподняты. К югу от Туркмено-Хорасанских гор прогибания в плиоцене несколько сократились по сравнению с миоценовой эпохой.

В верхнем эоплиоцене наступает новое резкое усиление поднятий, вызвавшее дальнейшую дифференциацию участков поднятий и опусканий

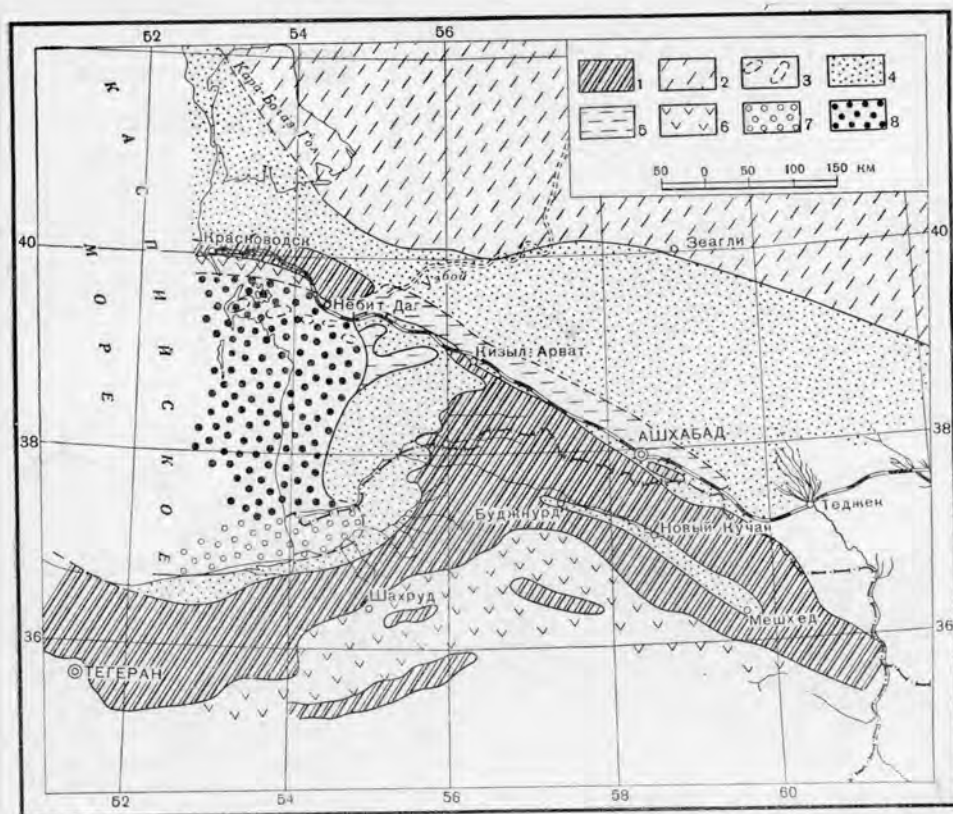


Рис. 56. Плиоценовый этап развития области

1 — участки поднятий; 2 — участки, относительно приподнятые (не покрывавшиеся морем); 3 — куполовидные поднятия в пределах участков опусканий; 4 — участки малых прогибаний (до 500 м); 5 — участки прогибаний 500—1000 м; 6 — участки прогибаний до 1000 м; 7 — область максимальных прогибаний (до 3000 м и более); 8 — та же область, предположительно

(рис. 57). Этот этап поднятий продолжается до настоящего времени, сопровождаясь кратковременными периодами относительных опусканий второго порядка. Такие опускания установлены для конца первой половины четвертичного периода (хазарский век) и для хвалынского века. Резкая дифференциация движений разных знаков наблюдается как в областях поднятий, так и в областях опусканий. Крупное сводовое поднятие испытывают осевые части Копетдагского, Аладаг-Биналудского, Эльбурского мегантиклинорий и Большого Балхана. Наоборот, разделяющие их депрессии, такие, как Кучано-Мешхедская, интенсивно опускаются. В четвертичном периоде с разной интенсивностью прогибалась и Закаспийская впадина. Здесь выделяются участки наиболее крупных прогибов, особенно в южной ее части, превысивших за это время 1000 м. Такие же крупные прогибания наблюдаются и на севере ее. Центральная же часть впадины, как и зона Прибалханских структур, испытывает меньшие прогибания.

Различный характер движений наблюдается и в пределах Большебалхано-Кубадагского антиклинория. Восточная его часть — Большой Балхан — интенсивно поднимается, район Куба-Дага испытывает слабые поднятия, южное крыло антиклинория продолжает опускаться.

Резюмируя сказанное, отметим, что основная закономерность тектонического развития Туркмено-Хорасанских гор заключается в последовательном расширении областей поднятий, возникших на месте Эльбурс-

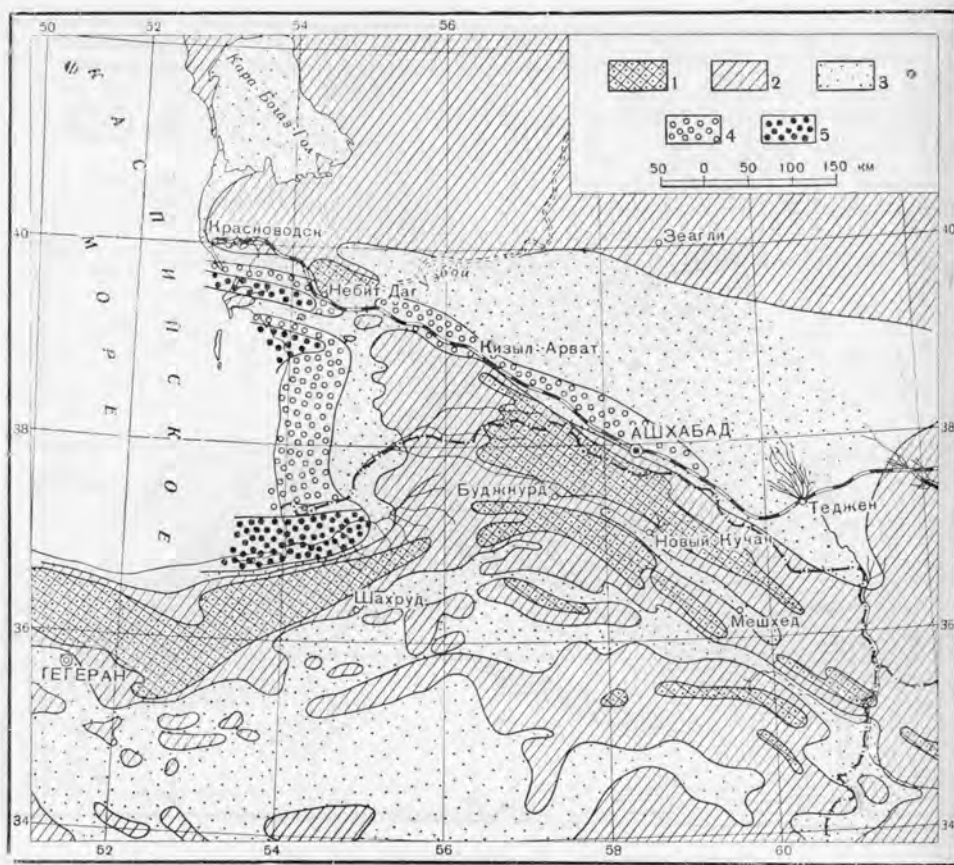


Рис. 57. Четвертичный этап развития области

1 — участки значительных поднятий (более 2000 м); 2 — участки меньших поднятий; 3 — участки прогибаний до 500 м; 4 — прогибания 500—1000 м; 5 — прогибания более 1000 м

Аладагской интрагеосинклинали и миграции прогибов в стороны от разраставшегося поднятия. Эта закономерность развития геосинклинали, показанная впервые В. В. Белоусовым (1938—1940) на примере Большого Кавказа, а затем установленная в ряде других геосинклинальных областей, в Туркмено-Хорасанской геосинклинали проявляется весьма отчетливо.

Большебалханская интрагеосинклиналь развивалась иначе. Здесь не было частной инверсии. После поднятий в конце юрского времени в нижнем мелу снова продолжались прогибания, хотя с меньшей интенсивностью. В верхнем мелу и в палеогене они стали еще меньшими, хотя все же превосходили величину прогибания в пределах платформенных участков (Туар-Кыр). Наконец, в неогене здесь, одновременно с Копет-Дагом, произошли общие поднятия. Эта интрагеосинклиналь с неполным развитием должна быть отнесена по характеру колебательных движений к числу парагеосинклиналей.

На предлагаемой схеме тектонической зональности (рис. 58) выделены тектонические зоны, различающиеся по истории их развития; они классифицируются в зависимости от времени наибольших прогибаний и времени возникновения сменивших эти прогибания поднятий. Выделены следующие зоны:

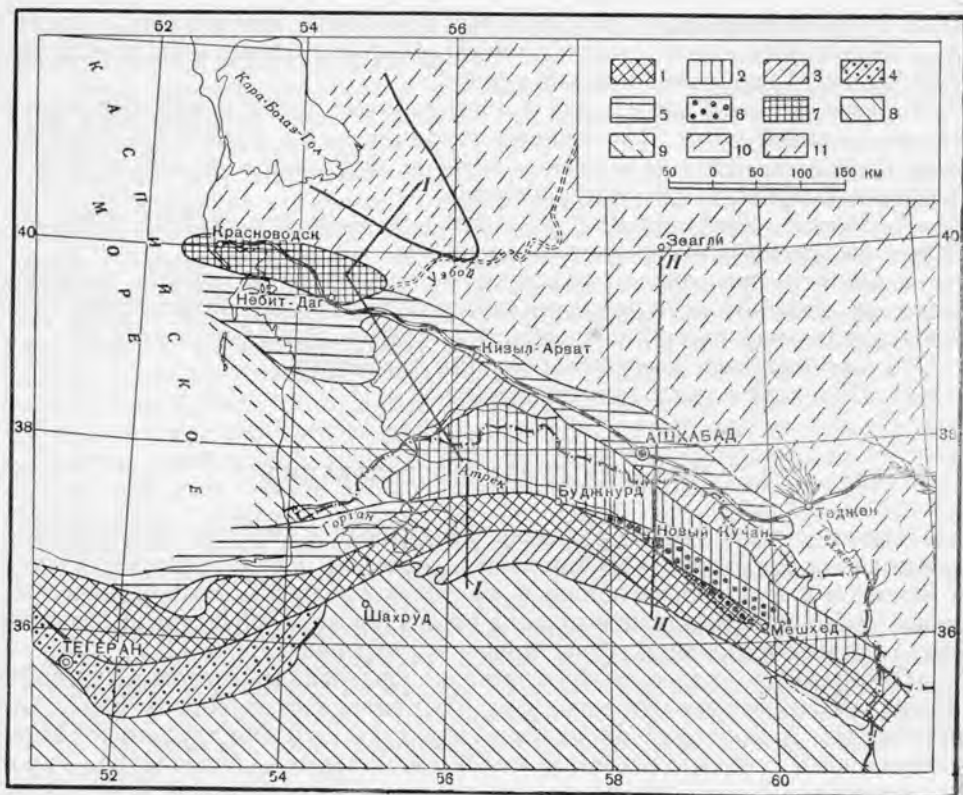


Рис. 58. Схема тектонического развития Туркмено-Хорасанских гор

1 — зона крупных прогибаний в юре; начиная с нижнего мела — поднятия; 2 — зона крупных прогибаний в нижнем меле; начиная с верхнего мела — поднятия; 3 — зона больших прогибаний в верхнем меле и палеогене; в неогене — поднятия; 4 — большие прогибания в палеогене; в неогене — поднятия; 5 — передовые и краевые прогибы; область крупных прогибаний в неогене; 6 — зона пликативных и четвертичных опусканий в пределах ранее сформировавшихся складчатых структур; 7 — зона крупных прогибаний в юре и меньших прогибаний в меле и палеогене; в неогене — поднятия; 8 — области поднятий в мезозое и палеогене, в неогене испытывавшие опускания; 9 — центральная часть Закаспийской впадины (выделяется условно); возможно, что была приподнята в мезозое; испытала большие погружения в неогене; 10 — относительно опущенные участки платформ; 11 — участки платформы, испытывавшие в неогене некоторое поднятие

1. Зона крупных прогибаний в юрское время. В начале нижнемеловой эпохи здесь начались поднятия; в течение всей последующей истории эта зона оставалась приподнятой (центральные части Эльбурсского и Аладагского мегантиклинориев).

2. Зона крупных прогибаний в нижнемеловое время (восточная часть прогибалась значительно слабее). Начиная с верхнего мела, устойчиво приподнята (Южно-Копетдагский антиклинорий).

3. Зона значительных прогибаний в верхнемеловое и палеогеновое время. В неогене была захвачена поднятиями и складкообразованием и причленилась к ранее поднявшимся участкам центральных частей мегантиклинориев (северо-западные и северо-восточные крылья Копетдагского мегантиклинория; части южного крыла Аладаг-Биналудского и северного крыла Эльбурсского мегантиклинориев).

4. Зона интенсивных прогибаний, начавшихся в палеогене (южный Эльбурс).

5. Передовые и краевые прогибы. Этим знаком показаны наиболее глубокие неогеновые прогибы (Предкопетдагский, Северо-Эльбурсский и Прибалханская впадина).

6. Зона плиоценовых и четвертичных опусканий, развившаяся в пределах пограничной полосы Копетдагского и Аладаг-Биналудского мегантиклинориев (Кучано-Мешхедский прогиб).

7. Зона крупных прогибаний в юрское время, испытывавшая поднятия в начале меловой эпохи. Подвижность сохранилась и в последующее время, хотя была меньшей, чем в юрском периоде. В неогене — поднятия (Большебалхано-Кубадагский антиклинорий).

8. Область относительных поднятий в мезозое и палеогене, испытывавшая сильные погружения только в неогене.

9. Область возможных поднятий в течение значительных отрезков мезозоя; испытала крупные опускания в плиоценовое и четвертичное время (центральная часть Закаспийской впадины). Выделяется условно.

10. Относительно опущенные участки платформы.

11. Поднятия в пределах платформы.

ИСТОРИЯ СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ

При описании истории развития Туркмено-Хорасанских гор наряду с освещением характера колебательных движений рассматривался вопрос о времени складкообразования в пределах различных геотектонических зон. Сейчас уместно остановиться на этом вопросе и проследить миграцию фаз складкообразования во времени и в пространстве.

Относительно палеозойского складкообразования известно немного. По-видимому, весьма интенсивными были каледонские движения. По наблюдениям Э. Боннара, каледонские структуры в хр. Биналуд имеют северо-восточные простирания, тогда как более молодые — альпийские — протягиваются с северо-запада на юго-восток. Нижнепалеозойские породы интенсивно дислоцированы и метаморфизованы и резко отличаются от верхнего палеозоя и более молодых отложений. Достаточно интенсивны были каледонские движения и в Эльбурсе. Девонские и каменноугольные отложения лежат на силурийских со значительным угловым несогласием.

Герцинские складчатые движения проявились в Туркмено-Хорасанских горах слабо. В Эльбурсе и в Биналуде удается наблюдать, как каменноугольные отложения согласно или с очень незначительным несогласием перекрываются морским нижним триасом.

Значительно более интенсивным было предъюрское складкообразование. Оно проявилось повсеместно, как в южной части территории, так и в северной. Интересно, что предъюрская фаза складкообразования оказалась весьма интенсивной и в северной, платформенной, части территории. Именно в это время закладывается формирование нижнего структурного этажа платформы.

Складкообразование альпийского этапа, в результате которого были сформированы структуры Туркмено-Хорасанских гор, в разных районах проявилось в различное время. Имеющийся материал по зарубежной территории не позволяет определить, происходило ли складкообразование в течение нижней, средней и первой половины верхней юры, что установлено, например, для Кавказской геосинклинали. По-видимому, если складчатые движения в это время и имели место, они проявились слабо и не привели к формированию достаточно крупных самостоятельных структур. Отсутствовали сколько-нибудь значительные складкообразовательные движения в течение юры и на Большом Балхане. По данным К. К. Машрыкова (1952), здесь, судя по изменению мощностей и фаций средней юры, в отдельных участках устанавливается медленный рост небольших брахиантиклинальных структур, прекратившийся в верхнеюр-

скую эпоху, так как фации и мощности мальма на всей территории Большого Балхана довольно однообразны.

Очень интенсивной была в некоторых районах Туркмено-Хорасанских гор предтитонская складчатость (более правильно, пожалуй, говорить о предмеловой фазе, поскольку верхняя и нижняя возрастные границы ее проявления для зарубежной территории устанавливаются не всегда надежно). Именно в это время начали формироваться складчатые структуры центральной части Аладаг-Биналудского и Эльбурского мегантиклинория. По данным Боннара, апт-альбские слои в хр. Биналуд залегают с резким угловым несогласием, с базальным конгломератом в основании, на юрских отложениях. Эти слои образуют очень пологие складки с углами падения в несколько градусов. Слабее, но все же достаточно сильно проявились предтитонские складчатые движения в северной части Большешалхано-Кубадагского антиклинория (Вялов, 1932). Здесь в это время были сформированы структуры, для которых в отдельных пунктах установлены значительные угловые несогласия между юрскими и нижнемеловыми породами. Интенсивность предмелового складкообразования резко ослабевает в южном направлении; на южном склоне Большого Балхана наблюдается практически полный разрез юры, и только небольшая пачка доломитизированных известняков с прослоями песчаников указывает на изменение условий осадконакопления.

Перерыв в осадконакоплении установлен также во всех тех местах, где удается наблюдать контакт юрских и меловых пород, — в восточном Копет-Даге и в районе Бахардена. Перерыв в осадконакоплении констатируется и на Туар-Кыре. По-видимому, предмеловые движения проявились на большей части территории Туркмено-Хорасанских гор и за ее пределами (см. рис. 12).

В меловых отложениях следы поднятий и незначительных несогласий обнаружены внутри альбского яруса и на границе его с сеноманом. Движения этого времени установлены А. Д. Нацким (1916), а позже подтверждены В. П. Петровым и Н. В. Житковой — на Малом Балхане и Данинтинской антиклинали, Н. П. Васильковским — в верховьях Сумбара и в Нухурском районе западного Копет-Дага. Эти движения выразились в некотором поднятии отдельных участков и в размыве верхних свит альбского яруса. В отдельных случаях Н. П. Васильковский наблюдал угловое несогласие в 2—5°.

Небольшие поднятия в верхнемеловую эпоху, сопровождавшиеся размывом только отдельных горизонтов, происходили в южной части Копетдагского мегантиклинория, а на Туар-Кыре — перед отложением датского яруса. Значительные складкообразовательные движения возникали в южной ветви Туркмено-Хорасанских гор, на границе мела и палеогена. В Эльбурсе эоценовые породы, согласно наблюдениям Бейли (1948), налегают с резким угловым несогласием на подстилающие их отложения. Последующие движения лишь несколько усложнили структуру центрального Эльбурса, формирование которой почти завершилось в течение мелового периода.

Следующий крупный этап складкообразования в Туркмено-Хорасанских горах относится к концу палеогена — нижнему миоцену (см. рис. 40). В это время происходит заложение, а в отдельных местах и окончательное формирование складчатой структуры Южно-Копетдагского антиклинория. Об интенсивности предмиоценовых движений в центральной его части можно судить по присутствию в верхних горизонтах карагауданской нижнемиоценовой свиты гальки неокотских пород. Из этого следует, что к началу миоцена отдельные районы Копет-Дага были размыты до неокотских отложений, т. е. примерно в той же степени, что и сейчас. Сравнительно небольшое количество грубообломочного материала в ка-

рагауданской свите и его хорошую окатанность нельзя считать достаточным доказательством в пользу отсутствия крупных поднятий и складкообразовательных движений в центральном Копет-Даге в предмиоценовое и нижнемиоценовое время. Следует помнить, что осадки карагауданской свиты сохранились ныне только на отдельных участках северных предгорий Копет-Дага, тогда как области размыва находились на значительном расстоянии к югу. Из большого числа примеров известно, насколько быстро и резко меняется состав континентальных обломочных отложений с удалением от области сноса. Это можно наблюдать и на примере более молодых континентальных свит в предгорьях Копет-Дага. Поэтому вполне вероятно, что с приближением к области размыва мы наблюдали бы сильное поглубение материала карагауданской свиты, если бы она там сохранилась. Напомним, что в некоторых местах (например, в районе Бахардена) эта свита почти целиком состоит из конгломератов. Вторым доказательством в пользу предмиоценового складкообразования центральных районов Южно-Копетдагского антиклинория служит наличие здесь миоценовой поверхности выравнивания, срезающей складчатые структуры, что указывает на их более древний — домиоценовый — возраст.

Указанные данные свидетельствуют о достаточной интенсивности предмиоценовой фазы складкообразования в центральном Копет-Даге. О предмиоценовых складчатых движениях в зарубежной части Копет-Дага (в долине Атрека) сообщает П. И. Калугин (1956).

В других районах рассматриваемой территории предмиоценовое складкообразование проявилось слабее (Большой Балхан) или же вовсе не имело места, как, например, в западном Копет-Даге, где наблюдаются только перерыв в осадконакоплении и незначительный размыв верхних горизонтов палеогена.

После перерыва, отвечающего по времени средне- и верхнемиоценовой трансгрессии, наступает новое резкое усиление складкообразовательных движений — так называемая предакчагыльская фаза (см. рис. 46).

Структуры Аладаг-Биналудского и южной части Копетдагского мегаантиклинория, сформировавшиеся в предыдущие эпохи складкообразования, во время предакчагыльских движений испытали, по-видимому, только общее сводовое поднятие. Более достоверно об этом можно судить лишь в отношении советской территории (центральный Копет-Даг), где миоценовая поверхность выравнивания испытала лишь слабое изгибание. Весьма интенсивным было предакчагыльское складкообразование в западном Копет-Даге и на Большом Балхане, где именно в это время сформировались основные складчатые структуры.

Акчагыльские отложения обычно залегают со значительным угловым несогласием на всех более древних породах. Это хорошо видно на геологических картах и неоднократно отмечалось предыдущими исследователями. Имеющиеся материалы убедительно говорят о том, что основные складчатые структуры западного Копет-Дага сформировались именно в предакчагыльскую фазу складкообразования и лишь незначительно оказались переработанными в послееакчагыльское время. Более ранние предмиоценовые движения, как уже отмечалось, здесь почти не проявились. К предакчагыльскому времени относится и образование надвигов на отдельных участках вдоль северного ограничения передовых антиклиналей. Акчагыльские отложения во многих местах трансгрессивно перекрывают линию надвигов, вдоль которой только в отдельных местах (Пароун-Даг, Карачек) отмечены небольшие подвижки, приуроченные к послееакчагыльскому времени (Петрушевский и Резанов, 1958).

Очевидно, в предакчагыльскую фазу складкообразования были сформированы и складчатые структуры северной зоны восточного Копет-Дага,

по истории развития близкие западному Копет-Дагу. Однако уверенно говорить об этом мы не можем, так как в восточном Копет-Даге морские миоценовые и плиоценовые осадки отсутствуют, а по развитым здесь континентальным неогеновым толщам, обнажающимся в ограниченном числе мест, определить возраст формирования складчатых структур не представляется возможным. Судя по имеющимся немногочисленным сведениям, в конце миоцена были сформированы складки северной зоны пустыни Дешт-и-Кевир (Богданович, 1887, 1890; Боннар, 1944).

В послееакчагыльское время (для западного Копет-Дага это верхне-апшеронское, частично нижнебакинское время) наблюдается дальнейшая миграция фаз складкообразования. Послееакчагыльские складчатые движения наиболее четко проявились в Предкопетдагском передовом прогибе и в некоторых синклиналих зонах западного Копет-Дага (см. рис. 50). На большей части Туркмено-Хорасанских гор к акчагыльскому времени складчатые структуры были уже сформированы и испытывали общее поднятие. Сильнее проявилось послееакчагыльское складкообразование в западном (а возможно, и в восточном) Копет-Даге, где в это время шло окончательное формирование возникших в предакчагыльское время складчатых структур. К этому же времени относится и некоторый изгиб плиоценовой Коштамырской поверхности западного Копет-Дага.

Наиболее интенсивно проявилась послееакчагыльская складчатость в передовом прогибе, а также в Аладаг-Кулмачской и особенно в Эзет-Карагезской зонах западного Копет-Дага. Именно в это время были сформированы складчатые структуры названных зон, нередко расположенные дискордантно по отношению к более древней, доакчагыльской, складчатости. В это же время продолжается формирование куполовидных структур Закаспийской впадины.

На рис. 59 отражена попытка показать для Туркмено-Хорасанских гор возраст основной, решающей фазы складкообразования, в течение которой и были сформированы складчатые структуры той или иной зоны. Как видно из этой схемы, наиболее древняя (предмеловая) фаза проявилась в пределах осевых частей этого горного сооружения. В дальнейшем, уже во вторую половину третичного времени, наблюдается последовательное смещение фаз складкообразования в северном направлении, в сторону от оси поднятия. В сокращенном виде такая же последовательность частично распространялась, вероятно, и на южное направление. Наиболее молодая послееакчагыльская складчатость развивается в передовом прогибе.

Таким образом, для Туркмено-Хорасанских гор устанавливается определенная закономерность миграции в пространстве фаз складкообразования, заключающаяся в последовательном распространении этого процесса на все более отдаленные участки от осевой части горной страны — от Аладаг-Биналудского мегантиклинория, сформировавшегося в наиболее раннюю — предмеловую — эпоху складкообразования.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

В предыдущей главе, посвященной неогену и четвертичному времени, были рассмотрены история формирования рельефа, характер колебательных движений и этапы неогенового складкообразования, поэтому сейчас мы ограничимся подведением некоторых итогов.

Для новейших тектонических движений также устанавливается, с одной стороны, их колебательный характер, когда этапы поднятий сменяются этапами относительных опусканий, причем можно выделить как круп-

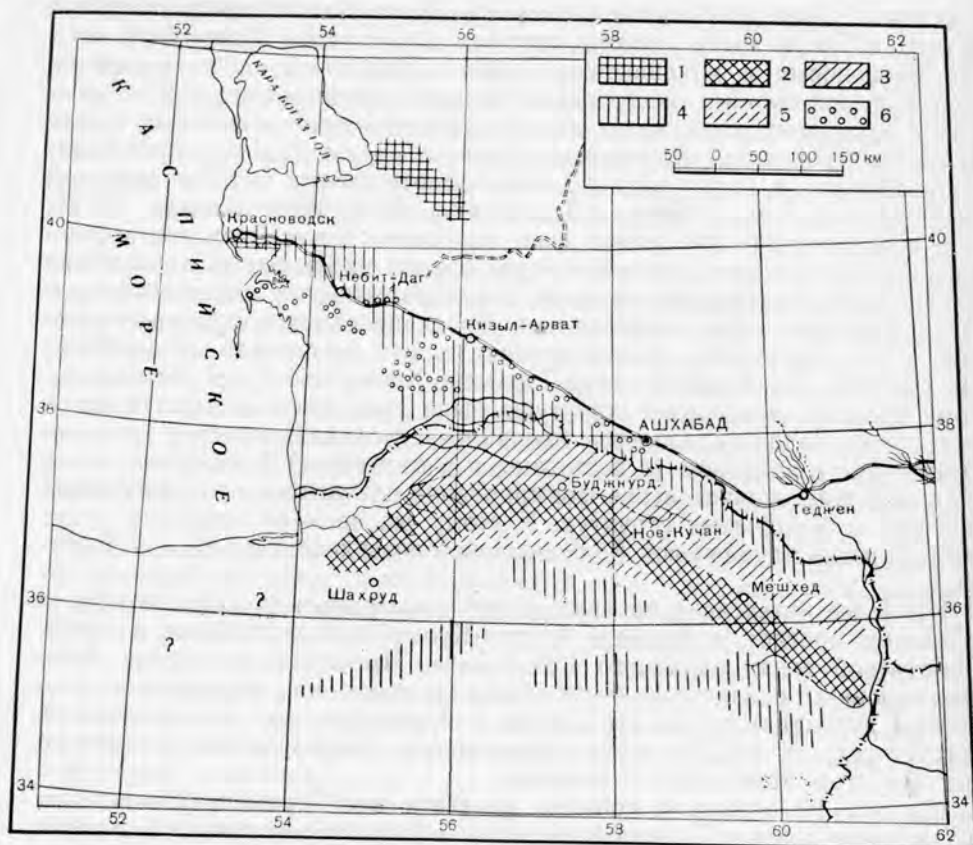


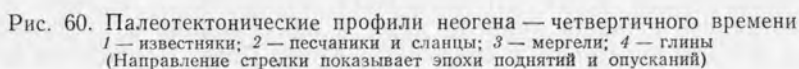
Рис. 59. Схема возраста складчатости Туркмено-Хорасанских гор

1 — доюрская складчатость; 2 — предмеловая складчатость; 3 — предмиоценовая и частично пред-акчагыльская складчатость; 4 — предакчагыльская складчатость; 5 — та же складчатость, но менее достоверно; 6 — послепакчагыльская складчатость

ные колебания, так и более мелкие — второго порядка, с другой стороны — последовательное расширение областей поднятий и вовлечение в поднятия участков, бывших ранее относительно опущенными.

На рис. 60 по наиболее подробно изученному участку Копет-Дага (от района Гаудана в центральном Копет-Даге до Закаспийской впадины) даны палеотектонические профили, составленные для неогена и четвертичного времени. Каждый из них последовательно характеризует тот или иной этап неоген-четвертичной истории этого района. Первый профиль отображает обстановку в олигоцене, до начала интенсивных движений в Копет-Даге, характеризующуюся значительными прогибаниями на большей части Копет-Дага, и слабыми поднятиями в его центральной части. В нижнем миоцене наступает первый этап значительных поднятий в центральном Копет-Даге, почти не сказавшийся в его западной части.

В среднем и верхнем миоцене первый этап сменяется эпохой относительных опусканий и трансгрессией моря. В центральном Копет-Даге в это время происходило формирование наиболее древней — Ризской — поверхности выравнивания, развитой на дислоцированных уже к тому времени породах. Новое резкое усиление поднятий падает на верхний сармат и нижний и средний плиоцен. В центральном Копет-Даге эти движения начались несколько раньше, чем в западном. Проявились они тоже по-разному: в центральном Копет-Даге движения того времени выразились



в общем сводовом поднятии сформированной ранее поверхности выравнивания и в некотором ее изгибе, в западном же Копет-Даге в это время шло формирование основных складчатых структур.

На рис. 61, в дополнение к профилям, приведена схема неотектоники северной части Туркмено-Хорасанских гор. Схема отражает характер неотектонических движений за плиоценовое и четвертичное время. В схеме нашла отражение только вторая закономерность этих движений,

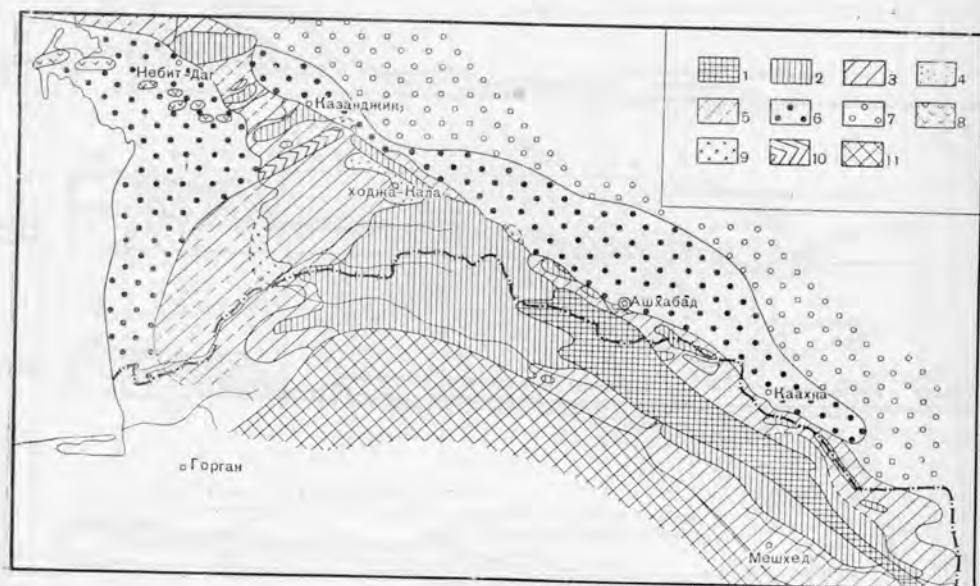


Рис. 61. Схема новейшей тектоники Туркмено-Хорасанских гор

1 — участки, испытавшие сводовое поднятие с верхнего сармата; 2 — участки, приподнятые с верхнего плиоцена; 3 — участки поднятий с послехазарского времени; 4 — участки относительных верхне-четвертичных прогибаний в пределах знака 3; 5 — участки Копетдагского мегантиклинория, продолжающиеся опускаться с верхнего плиоцена до настоящего времени; 6 — области крупных неогеновых опусканий (вне складчатых альпийских структур) с прогибанием в плиоцене и в четвертичное время более 1000 м; 7 — те же области, но с прогибаниями менее 1000 м; 8 — куполовидные поднятия верхнего плиоцена и четвертичного времени; 9 — участки, испытавшие поднятия в послехвалынское время; 10 — область интенсивной верхнеплиоценовой и четвертичной складчатости; 11 — поднятие хребтов Ала-Дага и Биналуда (по-видимому, более древнее, чем Копет-Даг)

а именно — последовательное расширение областей, захваченных поднятиями.

Предакчагыльское складкообразование, проявившееся в Копетдагском мегантиклинории очень интенсивно и завершившее формирование его северо-западного и северо-восточного крыльев, создало в основном ту его складчатую структуру, какую мы наблюдаем сейчас. После эпохи опусканий, соответствующей времени акчагыльской и апшеронской трансгрессий и формирования Коштамырской поверхности, в верхнем апшероне произошло новое резкое усиление поднятия, в процессе которого область поднятий значительно расширилась, особенно в западной части мегантиклинория. Общее сводовое поднятие испытали также антиклинальные структуры Передового хребта, Кюрен-Дага, Малого и Большого Балхана. Поднятия верхнеапшеронского времени вызвали размыв, особенно в западном Копет-Даге, где преобладали рыхлые палеогеновые отложения.

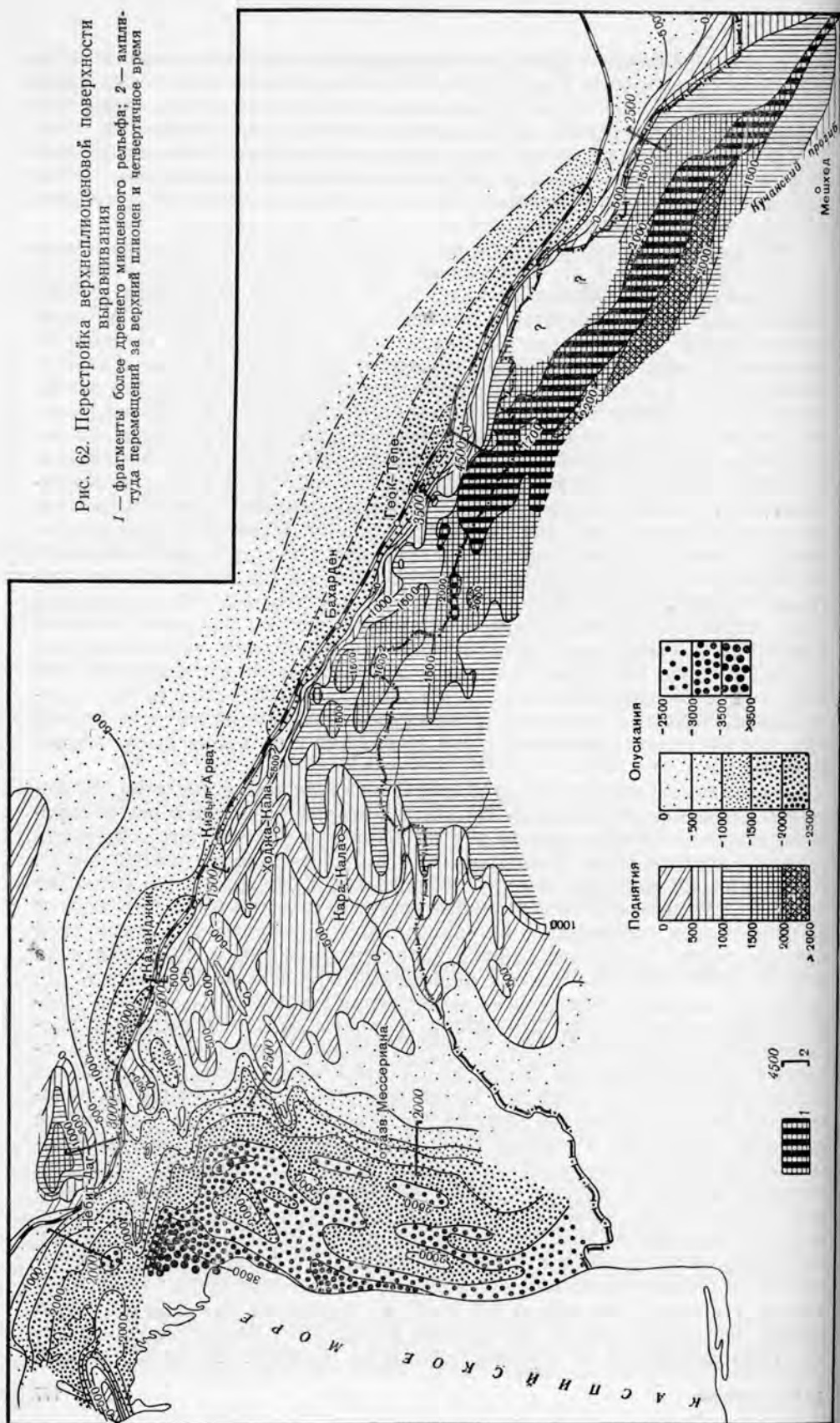
Последующая эпоха относительных опусканий в первую половину четвертичного периода привела даже к аккумуляции в пределах значительной части западного и восточного Копет-Дага. Последующие движе-

ния в предхвалынское время вновь вовлекли в поднятия значительные территории западного Копет-Дага. Области, захваченные поднятиями, расширились. В их число включились такие участки, как, например, складчатая зона к северу от Передового хребта, и др. Опускания, соответствующие времени хвалынской трансгрессии, были очень кратковременны и не привели к сколько-нибудь значительному расширению областей аккумуляции, как это имело место в первую половину четвертичного периода (этот этап на профилях рис. 60 уже не отражен).

Мы проследили последовательность разрастания поднятий во времени от миоценовой эпохи до современной. Направленность и интенсивность этих движений в различных случаях сильно менялись. Для сейсмического районирования исключительное значение имеет количественное выражение движений. С этой целью составлены две схемы, первая из которых показывает суммарный результат движений за верхний плиоцен и четвертичное время и отражает морфологию структур, созданных за это время; вторая схема является попыткой отобразить движения за вторую половину четвертичного времени. На первой из схем (рис. 62) показана перестройка верхнеплиоценовой (Коштамырской) поверхности выравнивания, сформировавшейся к концу верхнего плиоцена. Для участков, покрывавшихся в то время морем, в качестве маркирующего горизонта принята подошва акчагыльских отложений. В западном Копет-Даге она восстановлена путем прибавления соответствующих мощностей акчагыльских и покрывающих их отложений, в Закаспийской же впадине глубины залегания подошвы акчагыльских отложений установлены сейсморазведкой (данные Ю. Н. Година). При сопоставлении высоты подошвы акчагыля с поверхностью выравнивания, развитой в высокогорной части западного Копет-Дага, мы допускаем некоторую ошибку, потому что формирование Коштамырской поверхности продолжалось в акчагыльское время и закончилось только в апшероне. Однако размах движений в этот период был незначителен, и разницей существовавших в то время высот можно пренебречь.

Схема, составленная для западной Туркмении совместно с Ю. Н. Годиным, изображена на рис. 6. На рис. 62 отражена попытка распространить ее в более обобщенном виде и на восточные районы, чтобы показать характер четвертичных движений всего Копетдагского мегантиклинория. Как видно из рисунка, размах тектонических движений за время от верхнего плиоцена до четвертичного достиг 5 км: максимальные высоты за этот период составили 2 км; наибольшие опускания в Закаспийской впадине равны 3—3,5 км. Однако характер изолиний, в особенности на первой схеме (рис. 6), где они проведены через 200 м, показывает, что движения верхнего апшерона — четвертичного времени были мало дифференцированными. Они выразились в общем сводовом поднятии мегантиклинория или в опускании крупных впадин, лишь несколько осложненных дополнительными изгибами. В этом можно видеть проявление продолжающегося в новейшее время развития более древних складчатых структур. И только две зоны на рис. 6 резко выделяются своим более сложным строением, а именно: Эззет-Карагезская зона и зона складчатых предгорий к северу от Передового хребта. В пределах этих зон, особенно в первой, характер движений апшерона и четвертичного времени существенно иной: здесь в это время происходило интенсивное складкообразование. Рис. 62 отражает попытку вычислить амплитуду перемещений за плиоцен и четвертичное время и установить зоны контрастных новейших движений. Как видно из приведенных цифр, наибольший размах движений, превышающий 3500 м, характерен для Ашхабадского района, где наблюдаются наибольшие воздымания плиоценовой поверхности выравнивания и крупные опускания прогиба. В западном и в

Рис. 62. Перестройка верхнелиценной поверхности выравнивания
 1 — фрагменты более древнего миоценового рельефа; 2 — амплитуда перемещений за верхний плейстоцен и четвертичное время



восточном направлениях амплитуда уменьшается. В восточном Копет-Даге она составляет 2500 м, на западе, в районе Казанджика, — тоже 2500 м, а у Кызыл-Арвата — всего 1500 м; в районе Большого Балхана амплитуда перемещений увеличивается до 3000 м.

Контрастностью мы называем отношение амплитуды перемещений к тому расстоянию между точками, которым измеряется амплитуда. На карте это расстояние показано скобкой. Как видно, контрастность новейших движений в центральном Копет-Даге несколько больше, чем в западном и восточном. Высокой контрастностью отличается также район Казанджика.

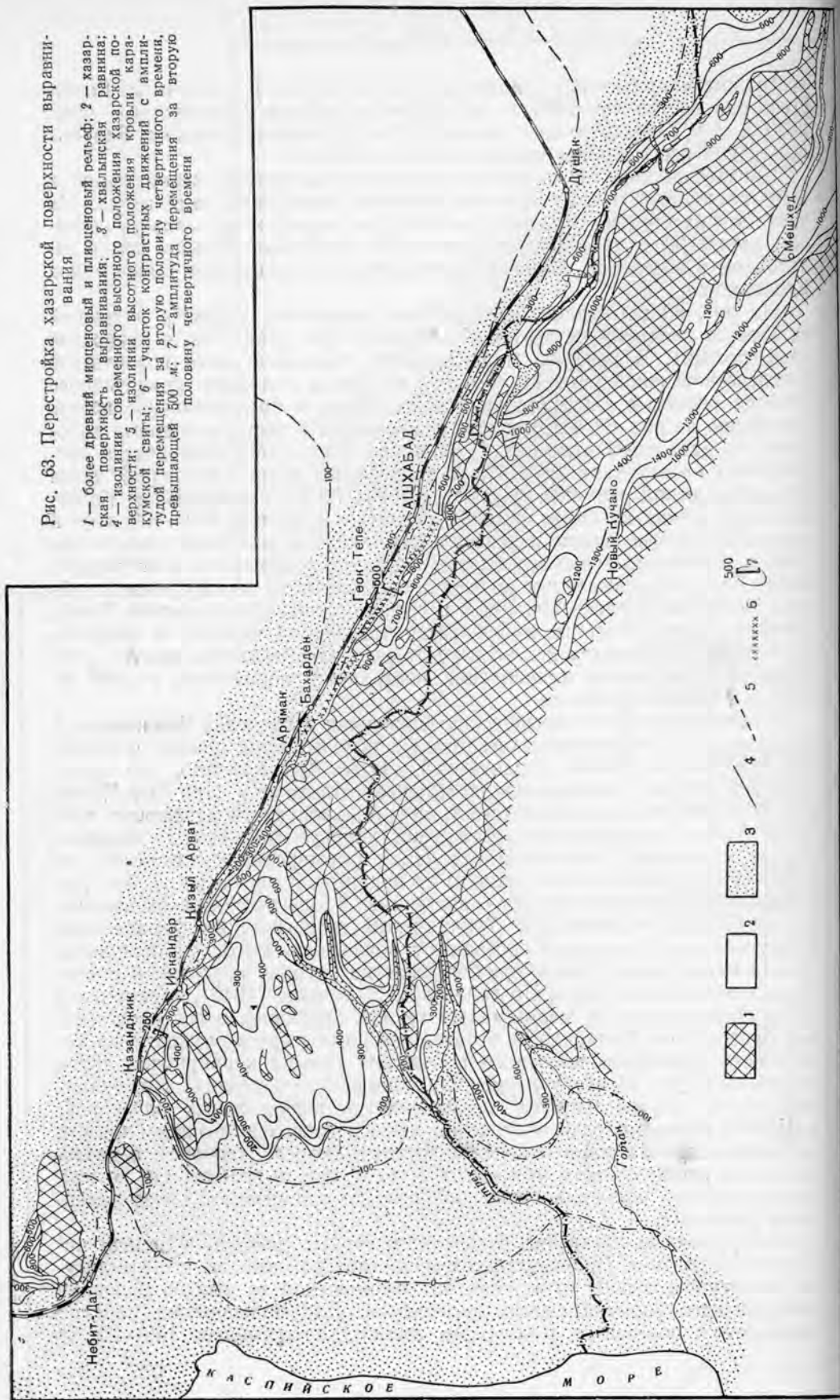
На рис. 63 мы стремились передать графически характер движений за вторую половину четвертичного периода (за время после хазарской трансгрессии). В качестве маркирующего горизонта взята поверхность среднечетвертичной равнины, бывшая в первую половину четвертичного периода областью аккумуляции и приподнятая в послехазарское время. Как видно из рис. 63, высоты этой поверхности в настоящее время находятся на различных отметках. В западном Копет-Даге поверхность расположена на отметках 300—400 м, поднимаясь лишь в восточной части Ходжакалинской равнины до отметок 600—700 м; в центральном Копет-Даге она лежит на более высоких отметках, а именно 600—800 м, а в отдельных местах, ближе к центральному участку поднятий, доходит до 1000 м. Примерно такие же высоты занимает поверхность и восточного Копет-Дага. Максимальных значений она достигает во внутренних районах Туркмено-Хорасанских гор — в Кучано-Мешхедском прогибе. Здесь, в районе Нового Кучана, наблюдается поперечный перегиб ее продольного профиля: к западу и к востоку от селения абсолютные высоты снижаются. В восточном направлении поверхность понижается с 1400 до 1000 м в районе Мешхеда.

Для суждения о послехазарских движениях в пределах Закаспийской впадины и в Предкопетдагском прогибе использованы данные о высотном положении кровли каракумской свиты. Как известно, эта свита, представляющая аллювиально-дельтовые отложения Пра-Аму-Дарьи, отлагалась в течение бакинского и значительной части хазарского времени. Момент прекращения осаднения каракумской свиты довольно хорошо совпадает с временем окончания формирования хазарской поверхности выравнивания и началом ее поднятия и расчленения. Эти два уровня в первом приближении сопоставимы. Геологические исследования последних лет, проведенные Туркменским геологическим управлением и другими организациями, позволяют установить высотное положение кровли каракумской свиты для большинства районов предгорной равнины западного Копет-Дага. По данным В. Н. Кунина (1946), каракумская свита обнаружена под маломощным чехлом пролювия, в непосредственной близости от Ашхабада, а в более северных районах выходит на поверхность. Изолинии высотного положения кровли каракумской свиты показывают, что за вторую половину четвертичного периода Предкопетдагский прогиб не испытал сколько-нибудь значительных опусканий; мощности более молодых отложений даже в непосредственной близости от хребтов достигают лишь первых десятков метров. Наоборот, в послехазарское время область низменных Кара-Кумов, в особенности ее восточные районы, испытали общее поднятие по сравнению с более западными районами.

Сопоставление хазарской поверхности горных районов и кровли каракумской свиты в Предкопетдагском прогибе показывает, что амплитуда и контрастность их относительных перемещений за вторую половину четвертичного времени сильно колеблются. Для большинства районов западного и восточного Копет-Дага амплитуда составляет 100—200 м

Рис. 63. Перестройка хазарской поверхности выравнивания

1 — более древний миоценовый и плиоценовый рельеф; 2 — хазарская поверхность выравнивания; 3 — хвалынская равнина; 4 — изолиния современного высотного положения хазарской поверхности; 5 — изолиния высотного положения кровли караякумской свиты; 6 — участок контрастных движений с амплитудой перемещения за вторую половину четвертичного времени, превышающей 500 м; 7 — амплитуда перемещения за вторую половину четвертичного времени



и только на одном участке — в Ашхабадском районе — градиент движений резко возрастает. Здесь поверхность приподнятой хазарской равнины непосредственно граничит с каракумской свитой, отделяясь от нее уступом высотой более 500 м. Контрастность движений за вторую половину четвертичного периода здесь выше по сравнению с другими районами более чем в два раза.

Выше (на рис. 39) был приведен продольный геоморфологический профиль по простиранию всего Копетдагского мегантиклинория. Показанная на профиле верхняя поверхность соответствует Ризскому уровню, начавшему подниматься в конце миоцена; вторая сверху — Коштамырская — поверхность поднимается с верхнего апшерона; третья — средне-четвертичный уровень (по дну Кучано-Мешхедской долины) — поднимается с послехазарского времени; наконец, четвертый уровень соответствует высотному положению хвалынской прегорной равнины. Как видно из профиля, ось продольного перегиба новейших поднятий мегантиклинория расположена в районе Ашхабада. Новейшие тектонические движения начались здесь раньше и в течение всех последующих отрезков времени достигали больших величин, чем в западных и восточных районах. На последнем этапе — в верхнечетвертичное время — проявились движения еще более крупного размаха, которые приподняли всю восточную часть мегантиклинория относительно его западной части. В этом сказались, по-видимому, крупные опускания в пределах Каспийской впадины, распространившиеся и на западную часть Копетдагского мегантиклинория.

Большой Балхан испытал в новейшее время крупные поднятия, равнозначные по времени и амплитуде поднятиям наиболее высокоприподнятых районов западного и центрального Копет-Дага.

В заключение рассмотрения характера проявлений новейших тектонических движений следует отметить, что в отношении их наблюдается принципиально та же направленность развития, какая была установлена и для более древних эпох, а именно: колебательный характер движений и последовательное расширение областей поднятия в стороны с вовлечением периферийных участков.

О НЕКОТОРЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТУРКМЕНО-ХОРАСАНСКИХ ГОР

Рассмотренная выше история развития Туркмено-Хорасанских гор позволяет выделить в альпийском цикле как для всей этой области, так в особенности для каждой определенной тектонической зоны последовательную смену трех различных стадий тектонического развития: 1) стадию вертикальных движений сначала с преобладанием прогибаний, затем с поднятиями и расширением последних; 2) складкообразование; 3) новейшие поднятия на заключительном этапе развития геосинклинали. Все эти стадии развития проявляются на фоне общих колебательных движений. Остановимся на каждой из них в отдельности.

Колебательные движения на начальном этапе развития геосинклинали расчленили ее на ряд интрагеосинклиналей и интрагеоантиклиналей. Последующее изменение знака движений в пределах интрагеосинклиналей привело к возникновению и последовательному разрастанию поднятия, сопровождающемуся центробежной миграцией прогибов. В Туркмено-Хорасанских горах движения этого типа проявляются с определенной направленностью. После крупных юрских прогибаний в Эльбурс-Аладагской зоне на рубеже юры и мела возникает поднятие (происходит частная инверсия геотектонических условий этой зоны). В дальнейшем

наблюдается скачкообразное разрастание области поднятий и центростремительной миграции идущих впереди этих поднятий прогибаний. Разрастание поднятий происходит главным образом в северном направлении, а в южном оно выражено менее четко. Разрастание происходит не равномерно, а определенными скачками, во время которых наблюдается перераспределение плана тектонических движений. Так, после крупных прогибаний в нижнем мелу в пределах южной части Копетдагского мегантиклинория на рубеже нижнего и верхнего мела наступает переломный момент, после чего этот участок становится относительно приподнятым, а области крупных прогибаний мигрируют к северу. В Северо-Копетдагской зоне такой скачок наблюдается на границе палеогена и миоцена.

Итак, для первой стадии развития геосинклинали характерны, с одной стороны, определенная направленность развития, заключающаяся в разрастании поднятий и миграции прогибов, с другой стороны — скачкообразность процесса.

Второй стадией является складкообразование, в процессе которого происходит формирование складчатой структуры той или иной зоны. Для складчатых движений, так же как и для колебательных, наблюдается последовательное распространение складкообразования на участки, ранее им не подверженные, что обычно называют миграцией фаз складкообразования. В Туркмено-Хорасанских горах миграция фаз происходит в северном направлении от Аладаг-Биналудской зоны, смятой в складки прежде других, и в меньшей степени — в южном. Процесс складкообразования при переходе из одной зоны в другую совершается скачкообразно, отделяясь от предыдущей фазы складкообразования этапом относительного спокойствия.

О длительности складкообразования Туркмено-Хорасанских гор можно сказать очень немного. У нас нет никаких данных о продолжительности складкообразования в Аладаг-Биналудской зоне. В отношении Южно-Копетдагского антиклинория можно лишь отметить, что формирование его складчатой структуры заняло период от конца олигоцена до среднего миоцена. Для западных его частей существенное значение имело и более молодое — преакагыльское — складкообразование. В отношении последнего, являвшегося главным для западного Копет-Дага, можно сказать, что оно произошло в интервале между концом миоцена и верхним плиоценом, т. е. охватывает нижний и средний плиоцен. Несомненно, в пределах этого длительного отрезка времени наблюдались более кратковременные усиления складкообразования, но выделить более дробные фазы пока не представляется возможным. Отметим только, что мезотическая и понтическая трансгрессии, очень слабо проявившиеся в Туркмении, по-видимому, свидетельствуют о некотором относительном затухании тектонических движений, а следовательно, и о наличии в пределах этого длительного этапа более кратковременных фаз меньшего порядка. Так, например, складчатые структуры Малого Балхана и Данаты, вероятно, созданы в предпонтическую фазу складкообразования, так как несогласно перекрывающие их «подаккагыльские» конгломераты, относимые к среднему плиоцену, ложатся уже на вполне сформировавшуюся складчатую структуру.

Несколько больше данных имеется о послепаккагыльском складкообразовании. Оно также захватывает довольно продолжительный промежуток времени: весь апшерон и начало четвертичного периода. В этом интервале удается выделить ряд кратковременных фаз. Одну из таких фаз установил Г. И. Попов (1955), наблюдавший крутопадающие ($60-70^\circ$), а местами поставленные на голову аккагыльские отложения Ала-Дага (Эззет-Карагезская зона), перекрытые пологолежащими ($12-15^\circ$)

среднеапшеронскими слоями. Время интенсивного складкообразования этой зоны измеряется только нижним апшероном. Последующие движения в конце апшерона проявились здесь уже значительно слабее.

Итак, под «предмиоценовым» или «предакчагыльским» складкообразованием мы понимаем продолжительный по времени этап, нередко соизмеримый по длительности с этапами опусканий. В каждом из таких этапов существуют, несомненно, более кратковременные фазы усиления движений, во время которых иногда происходит основное складкообразование.

Наконец, вслед за складкообразованием наступает новая, последняя стадия развития геосинклинали — сводовое новейшее поднятие сформировавшейся ранее складчатой структуры.

О характере новейших тектонических движений мы можем судить только по Копетдагскому мегантиклинорию (Ала-Даг в этом отношении совершенно не изучен). Для новейшего времени устанавливается такая же направленность развития, заключающаяся в разрастании поднятия, какая известна и для более ранних стадий: область поднятий расширяется путем вовлечения в поднятия складчатых участков, ранее относительно опущенных. Этот процесс происходит на фоне крупных колебаний земной коры, в течение которых эпохи поднятий сменяются эпохами относительных опусканий. Однако поднятия преобладают, и постепенно, причем тоже скачкообразно, область поднятий разрастается.

Мы рассмотрели выше три различные формы проявления тектонических движений: колебательные — в начале цикла, затем складчатые и, наконец, новейшие поднятия. Нетрудно видеть, что для всех них характерна одна и та же закономерность, а именно: направленность развития и скачкообразность его.

В Туркмено-Хорасанской геосинклинали наблюдается и последовательная смена этих трех различных типов движений. Колебательные движения сменяются складкообразованием, которое, в свою очередь, уступает место новейшим поднятиям. Эти три различные стадии развития в разных зонах не совпадают во времени, вследствие чего в геосинклинали, последовательно сменяя одна другую, проходят три волны: «волна» поднятий и идущих впереди них прогибов, «волна» складкообразования и «волна» новейших поднятий.

Рассмотрим теперь смену этих трех последовательных стадий развития геосинклинали в пределах каждой тектонической зоны. На рис. 64 показана направленность развития во времени некоторых наиболее характерных тектонических зон: Ала-Дага, центрального Копет-Дага, западного Копет-Дага, Эзет-Карагезской зоны и Большого Балхана. Интенсивность прогибаний (и поднятий) измеряется отношением величины прогибания за единицу времени. Так, прогибание в 1000 м за век (2—3 млн. лет) отображено на профиле в масштабе 5 см.

Относительно Ала-Дага известно только, что в начале цикла в юрское время эта зона испытала значительные погружения, а начиная с нижнего мела стала устойчиво приподнятой.

О развитии центрального Копет-Дага мы можем судить только с конца юры. В нижнем мелу, смещаясь во времени по отношению к Ала-Дагу, здесь происходили интенсивные опускания, которые окончились к началу верхнего мела, затем в течение верхнемеловой и палеогеновой эпох данная зона оказалась устойчиво приподнятой. В нижнем миоцене наблюдается следующая стадия развития этой зоны — складкообразование и после относительного опускания в среднем и верхнем миоцене — последняя стадия — сводовое поднятие в нижнем и среднем плиоцене.

В западном Копет-Даге наблюдаются все эти стадии развития, но они смещены во времени по отношению к центральному Копет-Дагу.

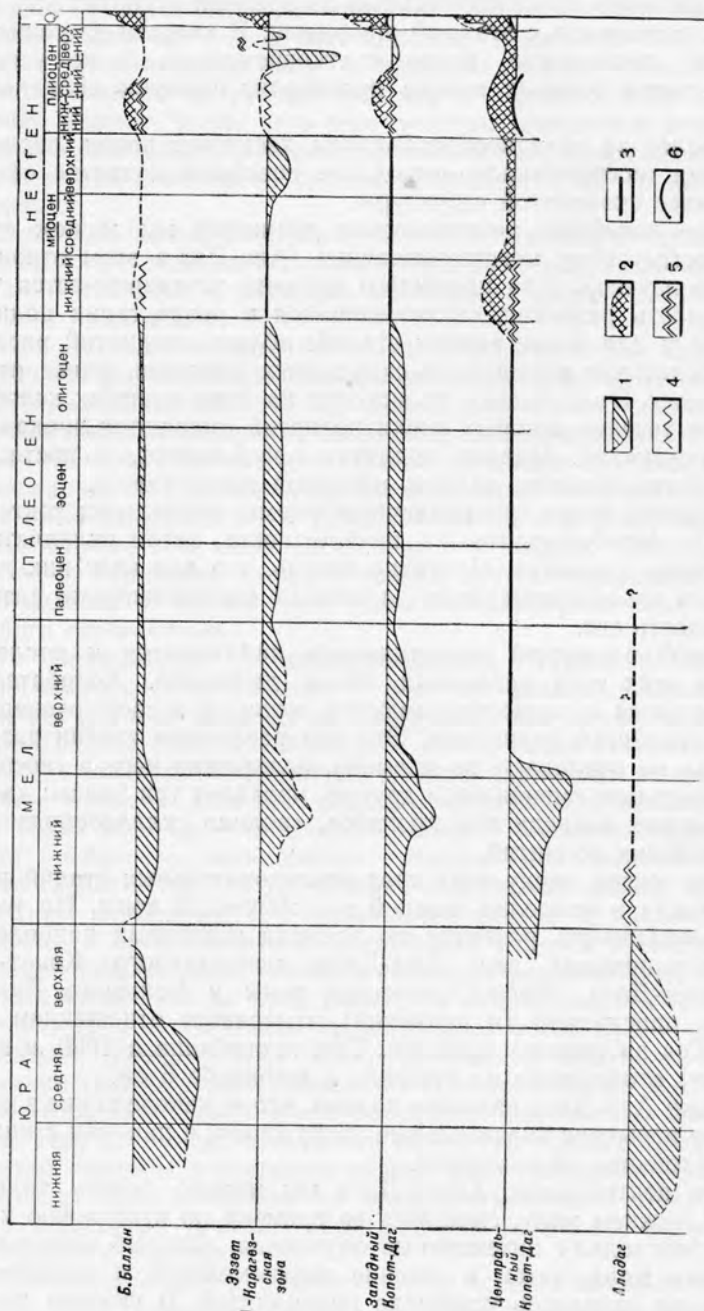


Рис. 64. Развитие во времени колебательных движений, складкообразования и новейших поднятий по основным тектоническим зонам Туркмено-Хорасанских гор

1 — период опусканий (кривая изменения абсолютной скорости погружения); 2 — период поднятий; 3 — период относительного поднятия; характеризуется сокращением разрезов со значительными перерывами в осадконакоплении; 4 — эпоха слабых складкообразовательных движений; 5 — эпоха интенсивных складкообразовательных движений; 6 — эпоха сводовых поднятий сформированных ранее структур

Стадия опускания продолжается в течение всего мелового периода и палеогена, и только в миоцене западный Копет-Даг становится относительно приподнятым. Складкообразование наступает здесь позже — в нижнем и среднем миоцене, т. е. в то время, когда в центральном Копет-Даге происходит уже сводовое поднятие смятой в складки структуры. Последняя стадия — сводовое поднятие — наступает здесь в конце плиоцена и в четвертичном периоде.

В Эзет-Карагезской зоне, продолжавшей прогибаться до конца миоцена (с перерывом в нижнем миоцене), складкообразование наступает позже, чем в других районах западного Копет-Дага, — в апшероне, а в сводовое поднятие этот участок вовлекается во второй половине четвертичного периода.

В общем для каждой из названных тектонических зон намечаются четыре последовательно сменяющиеся стадии тектонического развития: 1) прогибания, 2) относительного поднятия, 3) складкообразования, 4) новейших поднятий, или стадия горообразования. Зоны более ранних прогибаний и сменивших эти прогибания поднятий характеризуются и более ранним проявлением складкообразования, а затем и новейших поднятий. Зоны, в которых прогибания наступили позже или продолжались более длительное время, запаздывают затем в своем развитии в отношении как времени складкообразования, так и сводового новейшего поднятия.

В рассмотренной выше истории развития геосинклинали отчетливо намечаются тектонические движения двух порядков. Движения первого порядка проявляются в виде крупных пульсаций, захватывающих огромные территории (не только Туркмено-Хорасанскую область, но также Кавказ и др.). С эпохами опусканий связаны обширные трансгрессии моря; эпохи поднятий знаменуются регрессией, размывом отложений, складкообразованием, проявляющимися на обширнейших территориях. В альпийском цикле можно установить следующие крупные пульсации. В юрский период преобладали опускания и последовательно развивалась трансгрессия моря, достигшая максимума в верхней юре. На рубеже юры и мела, в титонском веке и в начале нижнего мела, наблюдаются движения обратного знака. Поднятия, сопровождавшиеся размывом, а иногда и складкообразованием, проявились в Туркмено-Хорасанских горах почти повсеместно. Вторая половина нижнего мела и верхний мел являются эпохой нового крупного опускания. Новый этап поднятий наступает в датском веке и захватывает большую часть палеоцена. Морские бассейны сохраняются только в отдельных, наиболее крупных впадинах. Эоцен и олигоцен — эпоха новых опусканий, хотя и менее значительных, чем в мелу. На рубеже палеогена и неогена, в нижнем миоцене, возникает новая эпоха поднятий, а в отдельных зонах — и складкообразования, сопровождавшаяся повсеместной регрессией моря. В среднем и верхнем миоцене наступают опускания, вызвавшие миоценовую трансгрессию, затем — эпоха поднятий, захватывающая нижний и частично средний миоцен, и эпоха опусканий в верхнем плиоцене. Четвертичный период относится к последней эпохе поднятий, продолжающейся до настоящего времени, в пределах которой, как и в предыдущих эпохах, фиксируются колебательные движения более мелких порядков.

На фоне этих макроколебаний, охватывающих обширные территории, развиваются колебательные движения отдельных тектонических зон, как бы вписывающиеся в ритм крупных колебаний. Эти более локальные движения в общем совпадают с макроколебаниями, но проявляются по-разному в каждой конкретной тектонической зоне. В одних зонах одновременно с эпохами общего поднятия наблюдаются локальные поднятия, в других зонах в это время происходят не только поднятия, но и склад-

жообразование, в третьих наблюдается проявление последней стадии развития — сводовое поднятие сформированной складчатой структуры. Иными словами, макроколебания создают фон, на котором происходит последовательное направленное развитие геосинклинальных зон. Тектонические зоны, начавшие свой цикл развития раньше, раньше его и заканчивают. В других зонах этот процесс продолжается дольше.

Отмеченные колебательные движения двух категорий, проявляющиеся в течение всего развития геосинклинали, близки тому, что В. Е. Хаин (1954) выделяет под названием колебательных движений, с одной стороны, и волновых — с другой.

Установленная направленность тектонического развития находит свое отражение и в распределении различных типов складчатости (см. рис. 8). Наиболее интенсивная складчатость приурочена к древней Аладаг-Биналудской зоне. В северном направлении при переходе в более молодые зоны прогибаний отмечается все более простая складчатость. Сначала это — коробчатая складчатость центральной части Копетдагского антиклинория, затем гребневидная складчатость его северо-западного и северо-восточных «крыльев», наконец, брахиантиклинальные и куполовидные складки Предкопетдагского прогиба.

В этой общей картине имеются и исключения, например, очень пологие складки западной части Копетдагского мегантиклинория или интенсивно дислоцированная Эзет-Карагезская зона западного Копет-Дага. Некоторые из таких исключений поддаются объяснению. Так, интенсивную и сложную складчатость Эзет-Карагезской зоны следует связывать с особенностями развития этого района — крупными прогибаниями в неогене и особенно в плиоцене, т. е. непосредственно перед складкообразованием: Слабая складчатость западной части Копетдагского мегантиклинория не находит должного объяснения в закономерностях распределения колебательных движений. Необходимо учитывать, что типы и интенсивность складчатости зависят, несомненно, от целого ряда факторов, в числе которых немаловажное значение имеют литология пород, подверженных складчатости, общая интенсивность как колебательных, так и складчатых движений и, может быть, ряд других причин. Для нас важно сейчас установить общую картину, а она достаточно наглядна: интенсивность складкообразования постепенно падает с переходом от центральных, наиболее древних участков геосинклинали к ее периферии, причем зоны различного возраста и интенсивности колебательных движений характеризуются и различными типами складчатости.

В заключение следует подчеркнуть, что закономерности геотектонического развития, установленные для Туркмено-Хорасанских гор, наблюдались и в других альпийских геосинклиналях (Белоусов, 1938, 1954; Хаин, 1950 и др.). В данном случае удалось только путем более подробного разбора заключительной стадии развития геосинклинали показать, что и в стадии горообразования наблюдается такое же последовательное разрастание поднятий, происходящее на фоне общих колебательных движений, какое наблюдалось для начальных стадий ее развития.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТУРКМЕНО-ХОРАСАНСКИХ ГОР

После рассмотрения истории геологического развития, морфологии складчатых сооружений и их возраста в заключение тектонической части работы обратимся к тектонической карте исследуемой территории (рис. 65).

В основу построения тектонической карты положен сформулированный В. В. Белоусовым принцип классификации складчатых зон по типам

тектонического развития с учетом их морфологических особенностей. Изучение колебательных движений позволяет выделить в пределах Туркмено-Хорасанских гор тектонические зоны, различающиеся по времени происходивших в их пределах крупных прогибаний и по времени сменивших эти прогибания поднятий. Различная история колебательных движений отразилась и в разновременности складкообразования структур, возникших в пределах этих зон. Складчатые зоны со сходной историей колебательных движений характеризуются обычно и одновременным складкообразованием; в их пределах нередко наблюдается и одинаковый тип складчатости.

Разный характер колебательных движений сказывается и в распределении геологических формаций. Так, для Эльбурс-Аладагской системы характерна угленосная формация лейаса в начале альпийского цикла. Карбонатная формация верхней юры и нижнего мела развита уже главным образом в располагающемся севернее Копетдагском мегантиклинории. Для него же характерна и терригенная формация апта, альба и сеномана, отсутствующая в Эльбурс-Аладагской зоне. Карбонатно-глинистая формация верхнего мела развита только в Северо-Копетдагской зоне; в более южных районах Копетдагского мегантиклинория, где в это время начались относительные поднятия, она отсутствует, и т. д. Таким образом, для зон с разным режимом колебательных движений характерны и разные группы формаций. Зоны со сходным режимом обычно обладают близкими формациями.

Положив в основу классификации тектонических структур разных режимов колебательных движений, мы одновременно учитываем весь (или почти весь) комплекс других факторов, характеризующих тектонику той или иной зоны, а именно: возраст складкообразования, морфологию складчатой структуры, распределение геологических формаций.

Тектоническое районирование проводится для Туркмено-Хорасанской складчатой системы и некоторых прилежащих к ней структурных единиц: Предкопетдагского передового прогиба, Закаспийской впадины и Большебалхано-Кубадагского антиклинория. Для лучше изученной советской части территории можно было бы дать более дробное расчленение, чем по зарубежной территории, однако я стремился по возможности не загружать эту часть карты более мелкими структурами или тектоническими зонами, так как карта имеет целью отразить тектонику всей Туркмено-Хорасанской области. Контуры платформенных структур к северу от Большого Балхана показаны схематично, по данным Ю. Н. Година.

В пределах Туркмено-Хорасанских гор и обрамляющих их складчатых сооружений выделяются следующие тектонические зоны, характеризующиеся разной историей развития и различной морфологией складчатых структур.

1. Зона крупных прогибаний в начале альпийского цикла, устойчиво приподнятая с мелового времени. Сюда относятся осевые части Эльбурского и Аладаг-Биналудского мегантиклинориев. Общим для этой зоны является то, что вся она испытала крупные прогибания в юрском периоде. В начале нижнего мела в ее пределах начались поднятия и складкообразование, в процессе которого сформировался прообраз современной структуры этой зоны. К этому времени относится, по-видимому, также внедрение гранитных массивов Эльбурса и Биналуда. В центральном Эльбурсе, как, очевидно, и в некоторых других районах этой зоны, существенное значение имела предэоценовая складчатость, во время которой в основном закончилось формирование осевых частей этих мегантиклинориев. Оба мегантиклинория характеризуются большей сложностью строения, чем расположенный севернее Копетдагский мегантиклинорий; нередко в них развита сложная

изоклинальная складчатость, сопровождающаяся значительным числом разрывов.

2. Зона крупных прогибаний в нижнем мелу, устойчиво приподнятая начиная с верхнего мела. К северу от Эльбурс-Аладаг-Биналудской дуги расположен обширный Копетдагский мегантиклинорий. Принципиальное отличие его от рассмотренных выше складчатых сооружений заключается прежде всего в том, что в нижнем мелу, когда Аладаг-Биналудская зона перестала прогибаться, он испытал наиболее крупные прогибания, в центральной его части превышающие 3500 м. В верхнемеловое время этот единый крупный нижнемеловой прогиб претерпел резкие изменения. Большая его часть (а именно те участки, которые испытали максимальные прогибания в нижнемеловое время) становится в верхнем мелу относительно приподнятой. Зоны крупных верхнемеловых прогибаний смещаются к северу, в окраинные участки нижнемелового прогиба. Такое же распределение областей прогибаний и поднятий сохраняется и в палеогеновую эпоху. Различия в характере колебательных движений южных районов Копетдагского мегантиклинория и его северной окраины отразились впоследствии как в разном возрасте складкообразования, так и в различной морфологии складчатых структур. Все это позволяет расчленить Копетдагский мегантиклинорий на две тектонические зоны: 1) Южно-Копетдагский антиклинорий и 2) складчатые зоны северо-западного и северо-восточного крыльев мегантиклинория.

На большей части площади Южно-Копетдагского антиклинория прослеживается от трех до шести параллельных антиклинальных цепей, меняющих простирание с северо-западного на востоке до юго-западного на западном погружении антиклинория. На большей части антиклинория развиты коробчатые (сундучные) складки, которые на западе сменяются просто построенными крупными и очень пологими складками. Складчатая структура Южно-Копетдагского антиклинория в основном возникла в предмиоценовое время, хотя формирование ее закончилось в предакчагыльскую фазу складкообразования.

3. Складчатые крылья мегантиклинориев (зоны крупных прогибаний в мелу и в палеогене, смятые в складки в плиоцен-четвертичное время). На тектонической карте выделены зоны, характеризующиеся крупными прогибаниями в верхнем мелу, палеогене, а иногда и в течение большей части неогенового времени. Принадлежат крыльям крупнейших мегантиклинориев, эти тектонические зоны обладают рядом общих признаков. Помимо одинакового режима колебательных движений, все они характеризуются главным образом плиоценовым (предакчагыльским) складкообразованием и преимущественным развитием гребневидной складчатости. Зоны эти следующие: северо-западные и северо-восточные крылья Копетдагского мегантиклинория; часть северного крыла Эльбурсского мегантиклинория; антиклинорий Анти-Эльбурса, принадлежащий южному крылу Эльбурсского мегантиклинория; часть южного крыла Аладаг-Биналудского мегантиклинория.

4. Передовые прогибы. В пределах рассматриваемой территории выделяются два передовых прогиба: Предкопетдагский и Северо-Эльбурсский.

Формирование Предкопетдагского прогиба началось еще в верхнем мелу вместе с расположенной южнее Северо-Копетдагской зоной крупных верхнемеловых и палеоценовых прогибаний, куда входил и Ашхабадский участок прогиба. Возникновение же прогиба в тех границах, как мы его видим сейчас, относится к неогеновому времени, когда в расположенной южнее Северо-Копетдагской зоне (исключая Ашхабадский участок) на-

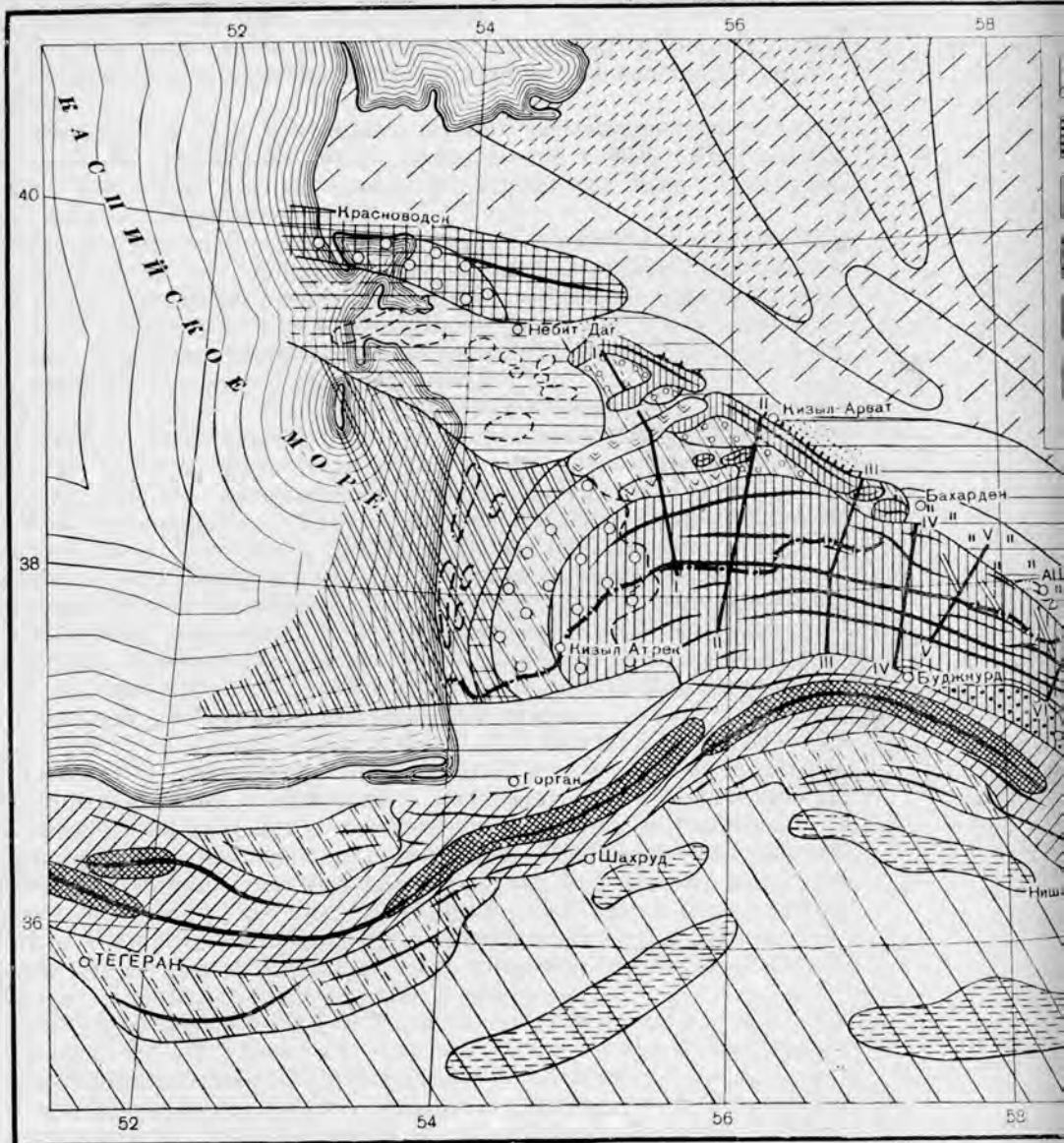
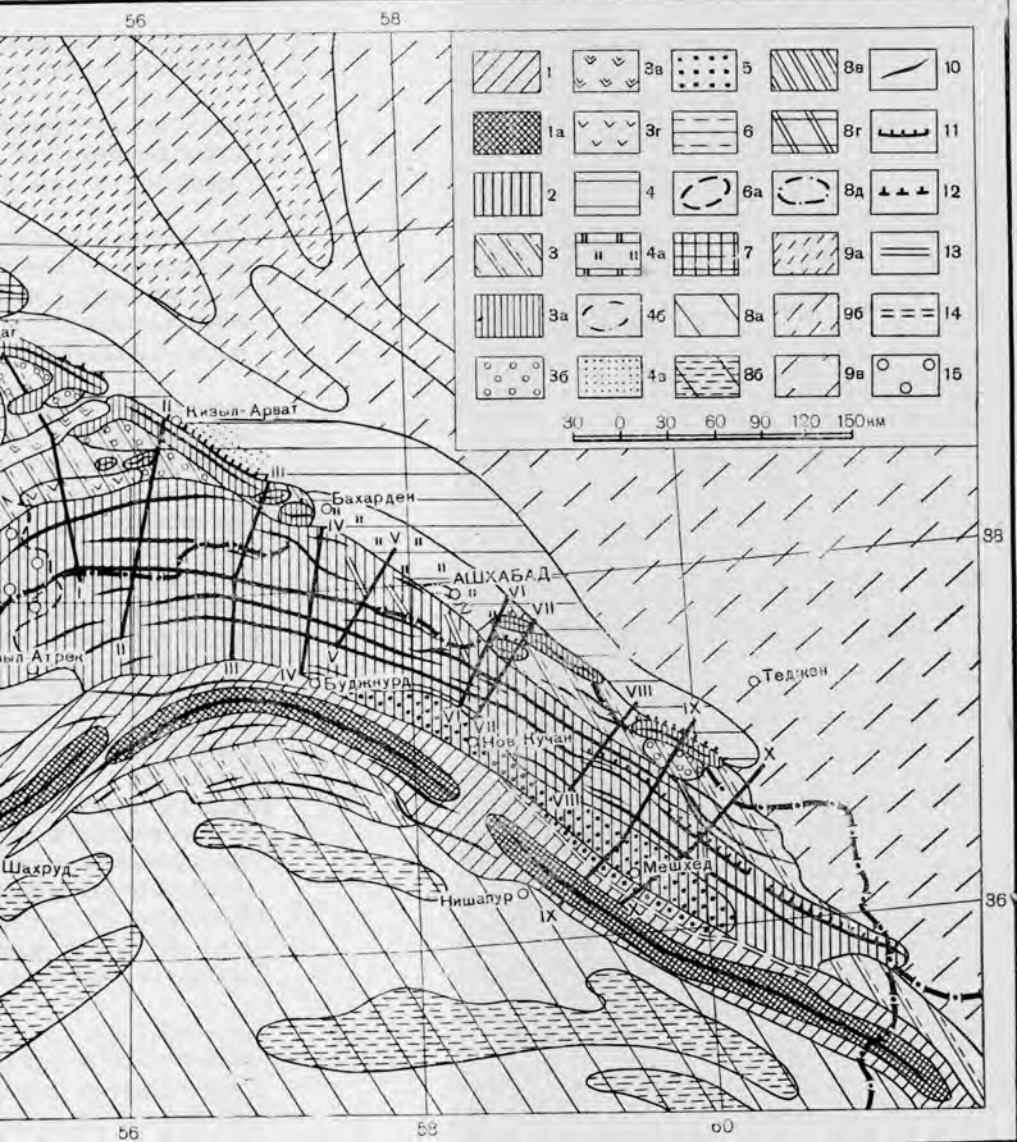


Рис. 65. Тектоническая карта Туркмено-Хорасанских гор и некоторых

Составлена по материалам Ю. Н. Година, П. И. Калугина, Г. И. Каляева, В. П. Мирошниченко, В. Н. Огнева, Б. А. Петрушевского, М. П. Сукачевой и др.

наблюдениям
1 — зона крупных прогибаний в начале альпийского цикла, устойчиво приподнятая (центральный антиклинорий); **1а** — осевые участки мегантиклинорий, в пределах которых обнажены их палеозойские ядра (Южно-Копетдагский антиклинорий); **3** — крупные асимметричные антиклиналы; **3б** — плоские муьлы, выполненные слабо дислоцированной послеакчагыльской складчатости; **4** — передовые прогибы, область крупных неогеновых и четвертичных прогибов; **4б** — брахиантиклиналы четвертичного возраста; **4в** — зона развития плиоцено-четвертичной складчатости в пределах прогиба; **6** — область крупнейших прогибаний в течение всего мезозоя и кайнозоя; **6а** — куполовидные складчатости в юре и меньших — в мелу; **6а-Иран** — геосинклинальный режим развития, область крупных прогибаний в юре и меньших — в мелу; **8а** — Иран в его пределах; **8а** — срединный массив Южного Каспия; **8г** — Шахманский прогиб; **8д** — крупные пологие брахиформы; **9б** — их подземные склоны; **9в** — впадины платформ; **10** — оси антиклинальных складок; **11** — надплатформы; **14** — то же, предположительно; **15** — участки складчатых структур, погруженные под плиоценовые отложения



та Туркмено-Хорасанских гор и некоторых прилежащих территорий

лам Ю. Н. Година, П. И. Калугина, Г. И. Каляева, Н. П. Луппова,
ева, Б. А. Петрушевского, М. П. Сукачевой и др., а также по собственным
наблюдениям

стойчиво приподнятая мелового времени (центральные части Эльбурского и Аладаг-Биналудского меган-
пределах которых обнажены их палеозойские ядра; 2 — зона крупных прогибаний в нижнем мелу, в
антиклинорий); 3 — зоны крупных прогибаний в верхнем мелу и в палеогене (складчатые крылья меган-
5 — плоские мушкетеры, выполненные слабо дислоцированными неогеновыми породами; 3a — Эззет-Карагез-
тавшая интенсивное складкообразование в конце плиоцена; 3b — Аладаг-Кулмачская зона менее интен-
сивное складкообразование в четвертичных опусканий; 4a — Ашхабадский участок прогиба;
бы, область крупных неогеновых и четвертичных складчатости в передовом прогибе; 5 — наложенный плиоцено-четвертич-
развития плиоцено-четвертичной складчатости в передовом прогибе; 6a — куполовидные складки плиоцено-четвертичного возраста; 7 — зона с пара-
рогибаний в юре и меньших — в мелу; 8a — Иранский срединный массив; 8b — антиклинальные структуры
Шахманский прогиб; 8d — крупные пологие брахискладки в породах плиоцена; 9a — мегантиклиналь
ормы; 10 — оси антиклинальных складок; 11 — надвиги; 12 — то же предположительно; 13 — сбросы;
структур, погруженные под плиоценовые и четвертичные отложения

чались поднятия. Как указывалось выше, геофизическими исследованиями последних лет установлено, что Предкопетдагский прогиб состоит из трех впадин, разобщенных перемычками.

На восточном окончании Копетдагского мегантиклинория передовой прогиб отсутствует, и мегантиклинорий граничит там непосредственно с платформой.

Расположенные в ряде мест вдоль южного ограничения прогиба небольшие складки сформированы преимущественно в послееакчагыльское время, хотя некоторые из них начали формироваться еще в преаакчагыльскую фазу складкообразования.

К северу от Эльбурсского мегантиклинория расположен Северо-Эльбурский прогиб. О его существовании свидетельствуют: уменьшение значений силы тяжести по сравнению с более северными районами, указывающее на погружение слоев в этом направлении; синклинальное строение его (согласно данным электроразведки); значительные мощности неогеновых и четвертичных отложений.

5. Наложенный плиоцен-четвертичный прогиб. Большая часть синклинальной зоны, расположенной между Аладаг-Биналудским и Копетдагским мегантиклинориями, принадлежит Кучано-Мешхедскому прогибу, выполненному аллювиальными отложениями. По структурному положению и истории развития Кучано-Мешхедская долина должна быть отнесена к числу молодых наложенных прогибов, развившихся в результате опускания участков Аладаг-Биналудского и Копетдагского мегантиклинориев. Прогиб этот был заложен, вероятно, только в плиоцене, поскольку более древние третичные отложения здесь не обнаружены. Однако прогибание его в плиоцене было невелико — мощность осадков этого возраста не превышает 100 м. Более интенсивное его опускание произошло в четвертичное время.

6. Прибалханская впадина — область крупнейших прогибаний в течение всего мезозоя и кайнозоя. Прибалханская впадина, занимающая северную часть Закаспийской впадины, отличается тем, что в течение всего мезозоя и кайнозоя она оставалась областью крупнейших прогибаний. Мощность кайнозоя, по данным сейсморазведки, достигает здесь 6—7 км. Еще больше мощность мезозойских отложений, так как, по данным ГСЗ даже на западной периклинали Прибалханской депрессии кровля палеозоя лежит на глубине 14 км. Поднятия в центральной части впадины, связанные с ростом куполовидных складок, начались только в плиоцене.

7. Парагеосинклиналь Большого Балхана (Большебалхано-Кубадагский антиклинорий). В отношении структурной принадлежности Большебалхано-Кубадагского антиклинория мнения геологов резко расходятся. Ряд исследователей — А. Л. Яншин, Б. А. Петрушевский, В. Ф. Соловьев и др. — относит Большой Балхан вместе с располагающимися севернее структурами к эпигерцинской платформе, другие — П. И. Калугин, М. В. Муратов, Д. В. Наливкин, отчасти Н. П. Луплов — включают его в состав альпийской геосинклинальной области. В последнее время я присоединился к этой точке зрения.

Необходимо сразу же отметить, что проведенные в этом районе обширные геофизические исследования показывают, что гравиметрическое поле Большебалхано-Кубадагского антиклинория, характеризующееся положительными значениями силы тяжести, весьма близко к полю силы тяжести более северных платформенных районов (Шрейдер, 1948; Годин, 1957). По данным ГСЗ, толщина земной коры района Большого Балхана, как и более северных платформенных районов, менее 30 км, в то время как в западном Копет-Даге мощность ее возрастает до 40 км и

более. К северу от Большого Балхана намечается лишь относительно небольшое уменьшение значений силы тяжести, соответствующее находящейся здесь синклинальной структуре. Таким образом, геофизические данные указывают на сходство в глубинном строении районов Большого Балхана — Кубадага и северных платформенных районов.

Однако, по-моему, эти геофизические данные не могут служить достаточным основанием для отнесения Большого Балхана к эпипалеозойской платформе. Напомню, что район Горного Крыма и часть западного Кавказа также обладают положительными значениями силы тяжести, характерными для платформенных областей. Проводя тектоническое районирование современной структуры Крыма или Кавказа, геологи в своих построениях обращаются к современной структуре и мезо-кайнозойской истории этих районов. Так же, по-видимому, следует поступать и в отношении Большого Балхана. В современной же его структуре и особенно в истории его развития в мезозое и кайнозое можно видеть существенные, принципиальные отличия от расположенной севернее платформенной области Туар-Кыра.

Альпийский этап развития Большого Балхана начался заложением в его пределах крупной интрагеосинклинали с накоплением одних только юрских отложений мощностью 5000 м (причем низы юрского разреза еще не вскрыты). По характеру колебательных движений в начале альпийского цикла, выразившихся в крупных прогибаниях в течение юры и затем сменившихся поднятиями на границе мела, Большой Балхан стоит в одном ряду с другими интрагеосинклиналями альпийской зоны — Кавказской и Эльбурс-Аладагской. При этом если Кавказская и Эльбурс-Аладагская интрагеосинклинали перестали прогибаться с начала нижнего мела, то Балханская интрагеосинклинали оказалась более подвижной и испытала в нижнем мелу значительные прогибания. В верхнем мелу и палеогене прогибания постепенно замедлялись. Таким образом, Большешалханская интрагеосинклинали, возникшая одновременно с другими интрагеосинклиналями альпийской геосинклинальной области, претерпела одинаковые с ними прогибания в начале цикла, а в последующее время оказалась даже более подвижной.

При рассмотрении вопроса о структурном положении Большого Балхана указывают, например, на малую мощность кайнозойских осадков на Большом Балхане (Петрушевский, 1956), считая это доказательством платформенного характера ее развития в это время; но это вызвано недоразумением. Разрез Большого Балхана надо сравнивать с разрезом одинаковых по своему развитию участков геосинклиналей, в данном случае — с центральной частью Кавказского мегантиклинория, с Сомхето-Карабахской зоной Малого Кавказа, с осевой частью Эльбурсского мегантиклинория. Все эти зоны характеризуются резким сокращением мощностей мела, а в палеогене и неогене в большинстве своем они уже представляли поднятия. Крупные же прогибания в меловое и палеогеновое время возникли в стороне от этих поднятий. На Большом Балхане не возникло новых прогибаний по периферии поднятия; здесь режим колебательных движений был иным и заключался в постепенном ослаблении прогибаний в мелу и палеогене и в общем поднятии в неогеновое время. Сравнивая мощности отложений различных геосинклинальных зон, можно, например, показать, что в меловое и палеогеновое время Большой Балхан прогибался в несколько раз интенсивнее, чем те или иные районы геосинклинальных областей. Так, мощности нижнего мела во всем восточном Копет-Даге и в районе Бадхыза в 3 раза меньше, чем на Большом Балхане; в 2 раза меньше, чем на Балхане, мощности нижнего мела всего Северного Кавказа. В обоих случаях в качестве примеров приводят районы, испытывавшие в то время опускания и находившиеся

в стороне от существовавших тогда поднятий. Если же брать для сравнения геосинклинальные районы, то мощности мела и палеогена будут в 10 и более раз меньше, чем на Большом Балхане.

Если обратиться к возрасту складкообразования Большого Балхана, то здесь мы видим еще более разительные черты его сходства с геосинклинальными областями, в частности, с Копет-Дагом и Кавказом. После сравнительно слабых складкообразовательных движений на границе юры и мела формирование современной складчатой структуры Большого Балхана происходит, как и в Копетдагском мегантиклинории, в основном в две фазы: в предмиоценовую и особенно в предакчагыльскую (см. рис. 46). В послепреакчагыльское время здесь, так же как в Копет-Даге, начались крупные сводовые поднятия. Сторонники отнесения Большого Балхана к платформе обычно опускают тот факт, что движения на Большом Балхане за плиоцен и четвертичный период соизмеримы с движениями в области центрального Копет-Дага (2000 м) и вдвое превышают интенсивность поднятий большей части западного Копет-Дага. Совершенно отличная и ни в коей мере не сопоставимая картина наблюдается на Туар-Кыре, характеризующемся типично платформенным характером новейших движений.

Если обратиться к современной структуре Большого Балхана, то и здесь мы видим существенные отличия от строения мезозойско-кайнозойских отложений более северных районов. Правда, структура его проста. Это крупная антиклинальная складка с пологим южным крылом ($10-20^\circ$) и крутым северным (углы падения $60-80^\circ$, а в некоторых местах и обратные). Здесь нет такой сложной складчатости, какая развита, например, в центральной части Кавказа или в Ала-Даге. Но не нужно забывать, что в большом числе районов альпийской геосинклинальной области, сложенных породами такого же состава (с преобладанием плотных известняков верхней юры и неокома), мы видим еще более простые складчатые формы. Так, вся западная часть Копетдагского антиклинория состоит из рассмотренных выше очень пологих складок с углами падения $8-12^\circ$, только в отдельных местах возрастающими до $15-25^\circ$. Если обратиться к складчатой структуре Горного Крыма, то мы почти нигде не обнаружим углов падения более $15-20^\circ$, которые, как правило, составляют здесь $5-10^\circ$. По сравнению с этими примерами структура Большеебалхано-Кубадагского антиклинория с его крутым, а иногда и подвернутым северным крылом построена значительно сложнее. Сходство с Крымом еще сильнее подчеркивается наличием такой же, как и в Крыму, глубинной зоны, отделяющей Большой Балхан от расположенной южнее впадины южного Каспия. Недавние сейсмологические наблюдения (Андреев, 1953) позволили установить здесь фокальную поверхность, наклонно падающую под Большой Балхан.

Данные о возрасте изверженных пород не могут быть привлечены для аргументации той или иной точки зрения, ибо изверженные породы Краснодарского полуострова и Большого Балхана изучены слабо, а мнения работавших здесь геологов противоречивы. Но и в случае палеозойского их возраста, как справедливо отметил М. В. Муратов (1955), это не является аргументом в пользу отнесения района к платформе. Палеозойские и даже докембрийские породы нередко развиты в осевых частях крупных альпийских антиклинальных сооружений, примером чего могут служить западный Кавказ и Ала-Даг.

Итак, рассматриваем ли мы характер колебательных движений, возраст ли складкообразования, либо интенсивность новейших поднятий или морфологию складчатых структур,— повсюду мы видим принципиальные отличия Большого Балхана от расположенных севернее платформенных структур, таких, как Туар-Кыр и Мангышлак. В то же время

мы неизменно подмечаем близкие черты истории развития и строения с альпийскими геосинклиналями.

Однако, отмечая принципиальное сходство альпийского этапа развития Большебалхано-Кубадагского антиклинория с другими альпийскими сооружениями, я ни в коем случае не хочу пройти мимо интереснейших особенностей истории развития, отличающих его от других альпийских сооружений. Существенной особенностью колебательных движений Большого Балхана является то, что здесь не было, как на Большом Кавказе или в Туркмено-Хорасанских горах, последовательной миграции прогибов в стороны поднятия, возникшего в начале альпийского цикла. После крупных юрских прогибаний и кратковременных поднятий и размыва перед нижним мелом снова, примерно в тех же местах, наблюдались прогибания, постепенно затухавшие во времени. Такой характер колебательных движений, не сопровождавшийся частной инверсией, характерен для парагеосинклиналей. Характер парагеосинклинального развития Большого Балхана вызван, по-видимому, тем, что юрский прогиб развился здесь на месте древней (возможно, еще эпикаледонской) платформы. В пользу такого предположения говорит сходство глубинного строения участков, расположенных под Большим Балханом и в более северных районах.

Рассматривая вопрос о тектонической природе Большого Балхана, следует различать, рассматриваем ли мы древнюю его историю и структуру (палеозойскую) или имеем в виду современную. Имеющиеся данные, преимущественно геофизические, указывают на то, что в верхнем палеозое район Большебалхано-Кубадагского антиклинория входил в состав территории, характеризующейся платформенным режимом, в альпийский же этап этот участок был вновь вовлечен в прогибания. Современная его структура является целиком альпийским сооружением и поэтому должна входить в состав альпийской геосинклинальной области.

8. Срединные массивы. В рассматриваемую территорию входят два срединных массива: Иранский (его северная окраина) и южного Каспия. При всем отличии как по размерам и структурному положению, так и по истории развития обе эти крупные структурные единицы обладают одинаковым двухъярусным строением с палеозойским или нижнемезозойским основанием и слабо дислоцированным покровом, что принципиально отличает их от окружающих складчатых областей, позволяя относить к числу срединных массивов внутри геосинклинальной области.

К югу от Туркмено-Хорасанских гор расположена обширная область так называемого Иранского срединного массива. Территория эта в течение большей части альпийского этапа развития была приподнята и только во время крупных трансгрессий покрывалась морем. Интенсивные прогибания начались только в миоцене, и то не везде, а преимущественно вдоль южного ограничения Туркмено-Хорасанских гор. Так, к югу от Эльбурса мощности миоцена превышают 3000 м.

В центральной части Закаспийской впадины наблюдается широкое поле относительного гравитационного максимума; по форме это поле напоминает крупный прямоугольник, продолжающийся на запад, в Каспийское море. По данным сейсморазведки, рыхлые третичные и четвертичные отложения прослежены здесь до глубин порядка 6—7 км. Ниже залегают слабо дислоцированные и сильно сокращенные в мощности мезозойские отложения, под которыми на глубине 8—10 км, согласно расчетам Ю. Н. Година, расположен палеозойский фундамент. Строение Кеймиро-Чикишлярского района, где внизу имеется древний фундамент, а выше — покров, лежащий горизонтально или образующий местами очень пологие

изгибы, напоминает строение платформы. Отличием от платформенных условий являются значительные мощности верхнего структурного этажа, достигающие 6000—8000 м, местами, может быть, и более.

9. П л а т ф о р м а. Как указывалось выше, Заузбойский дислоцированный район расположен к северу от Туркмено-Хорасанских гор и Большого Балхана. Наличие здесь интенсивно дислоцированного доюрского фундамента и маломощного полого залегающего покрова указывает на то, что к северу от альпийской геосинклинальной области расположена молодая платформа, которую, вслед за М. В. Муратовым, можно считать частью Скифской платформы.

ГЛАВА 8

СВЯЗЬ СЕЙСМИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ С ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКОЙ

КРАТКИЙ ОБЗОР ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ ТУРКМЕНИИ

Первые сведения о землетрясениях в Туркмении начали поступать в 90-х годах прошлого столетия. Они собраны в каталоге И. В. Мушкетова и А. П. Орлова (1893) и во втором приложении к каталогу (Мушкетов, 1899). Изучение сейсмичности и сейсмотектоники Туркмении началось после сильного землетрясения, происшедшего 1 мая 1929 г. в горных районах Копет-Дага, к югу от Ашхабада. Последствия землетрясения на территории Туркмении обследовались специальной комиссией. Землетрясению посвящено несколько небольших статей (Гавеман, 1929; Назаревский, 1930, 1932).

В 30-х годах появились первые сводные работы, среди них — историко-статистическая статья В. П. Спесивцевой (1933); к статье приложена карта пунктов, из которых имелись сведения о землетрясениях. В этом же выпуске трудов Сейсмологического института помещена статья Д. И. Мушкетова о сейсмичности Средней Азии; статья содержит некоторые материалы, относящиеся к Туркмении. В 1934 г. вышла его специальная работа по сейсмичности и сейсмотектонике Туркмении.

Первые карты сейсмического районирования Туркмении, составленные в начале 30-х годов, принадлежат Н. Н. Ботвинкину, В. В. Попову и М. Г. Органову (эти карты приведены в работе Г. П. Горшкова, 1947). Зоны наиболее высокой сейсмичности показаны на этих картах лишь строго в тех районах, для которых были известны сильные землетрясения. Поскольку последние происходили в горных районах центрального Копет-Дага, с одной стороны, и далеко на западе, в Красноводском районе — с другой, на картах отчетливо определялись два разобщенных участка наибольшей степени сейсмичности: восточный — Ашхабадский, западный — Красноводский.

Длительное время — и в своих ранних и в более поздних работах по Туркмении — подобной концепции придерживался и Г. П. Горшков, хотя она противоречила его же собственным представлениям о связи сейсмичности этой территории с особенностями ее геологической обстановки. Он считал весь Копет-Даг (включая и его западную часть, в которой сильные местные землетрясения не известны) единым структурным образованием, относя его к единому же фокальному району; естественно, что в этом случае следовало бы говорить и о единстве зоны наиболее высокой сейсмичности во всей описываемой области. Однако к такой точке зрения Г. П. Горшков пришел лишь после Казанджикского землетрясе-

ния 1946 г. и Ашхабадского землетрясения 1948 г., хотя нетрудно видеть, что оба эти удара не внесли ничего принципиально нового в ранее известную картину сейсмичности Туркмении, потому что один из них произошел в западном активном районе, а другой — в восточном, в промежуточной же полосе местных землетрясений, как и раньше, не было.

В 1947 г. вышла работа Г. П. Горшкова «Землетрясения Туркмении», представляющая сводку всех собранных к тому времени сведений о землетрясениях на территории этой республики. Полный список содержит данные о 130 отдельных землетрясениях, большом числе повторных толчков и несколько описаний, относящихся к ранним векам. Работа сопровождается картой сейсмического районирования, на которой, как и на предыдущих картах, Г. П. Горшков выделил две области повышенной сейсмической опасности: в районе Красноводска и к югу от Ашхабада, в районе центрального Копет-Дага. Район Ашхабада он перевел из восьмибалльной зоны, показанной на предыдущей карте сейсмического районирования, в семибалльную зону. Он пишет (стр. 37): «Если учесть древнейшие, несколько легендарные случаи катастроф в Ак-Тепе и Несе, если учесть аналогию северных цепей Копет-Дага с южными, с которыми связаны многочисленные катастрофические землетрясения, если принять во внимание близость к городу крупных и значительных тектонических линий и теоретическую возможность распространения складчатых нарушений к северу, по меньшей мере до Бахардока, и, наконец, если учесть очевидную неполноту статистики землетрясений, станет ясно, что мы не можем гарантировать полной безопасности для города и что появление здесь даже VIII—IX-балльных землетрясений не будет неожиданностью. Но вместе с тем мы не имеем права в данный момент именно этими цифрами характеризовать официальную сейсмическую опасность для города: мы не знаем здесь пока таких землетрясений. А это главное». Как видно из цитаты, Г. П. Горшков достаточно правильно представлял себе сейсмическую опасность района Ашхабада. Однако, вопреки геологическим данным, основываясь исключительно на статистическом материале, балльность Ашхабада была даже понижена по сравнению с предыдущей картой.

В 1948 г. в районе Ашхабада произошло разрушительное землетрясение. Для изучения последствий этого землетрясения была организована специальная экспедиция, положившая начало новому этапу исследований по сейсмотектонике Туркмении. Через несколько дней после землетрясения в Ашхабаде начала работать сейсмическая станция, записавшая большое количество повторных толчков Ашхабадского землетрясения (Бончковский, 1948). Летом 1949 г. в районе города была организована сеть временных сейсмических станций, позволившая оконтурить эпицентральную область землетрясения (Масарский, 1950). В Ашхабадском районе проводились также сейсмогеологические исследования Г. П. Горшковым и Л. Н. Леонтьевым. Большая работа по изучению характера разрушения построек и составлению карты изосейст этого землетрясения проделана С. В. Медведевым (1950, 1955). В сейсмологических работах участвовали Д. П. Киринос, В. Т. Архангельский и многие другие. Г. П. Горшков (1949) и Л. Н. Леонтьев (1953) высказали свои представления о геологических условиях возникновения землетрясения. Мы скажем о них при рассмотрении Ашхабадского землетрясения.

Позже, с учетом данных об Ашхабадском землетрясении 1948 г. и Казанджикском 1946 г., была составлена новая карта сейсмического районирования Туркмении (Горшков, 1949, 1951). На этой карте широкая девятибалльная полоса протягивается без перерыва от центрального Копет-Дага вплоть до Красноводска, хотя, как отмечалось выше, оба эти землетрясения не внесли ничего нового в ранее известную картину

сейсмичности Туркмении с двумя активными районами на востоке и на западе. Нужно только отметить, что на повышение балльности районов западного Копет-Дага повлияли, по-видимому, существовавшие тогда предположения (Н. П. Луппова и В. Т. Архангельского) о том, что очаг Казанджикского землетрясения находился к югу от Казанджика, в горах западного Копет-Дага.

Наконец, последние работы по изучению сейсмического режима и сейсмогеологии Туркмении связаны с обширными исследованиями, поставленными в связи с проектированием канала из Аму-Дарьи в Красноводск. В 1951 и 1952 гг. в западной Туркмении была организована сеть временных сейсмических станций, позволившая детально изучить современный сейсмический режим района Большого Балхана и западного окончания Копет-Дага (Андреев, 1953). Проводилось также изучение сейсмического режима высокочувствительными станциями типа КМИЗ (Гамбурцев и Гальперин, 1956). В 1953 г. детальные сейсмологические исследования были вновь поставлены в Ашхабадском районе (Медведев, 1955; Пучков, 1956; Рустанович, 1957), причем на этот раз точность наблюдений была значительно повышена. Как для Балханского района, так и для Ашхабадского были выполнены расчеты по определению динамических параметров очагов зарегистрированных слабых землетрясений (Малиновская, 1955). Существенное значение имели работы по изучению глубинного строения земной коры (Косминская и Тулина, 1957). Весь этот комплекс геофизических исследований, проводившийся по единой программе под руководством Г. А. Гамбурцева, выдвинул Туркмению на одно из первых мест по геофизической изученности и позволил после проведения специальных геологических исследований выдвинуть ряд новых представлений о связях сейсмических явлений с геологической обстановкой.

Мысль о том, что в Туркмении, действительно, нужно выделять два изолированных интенсивно-сейсмических района, тогда как сейсмичность разделяющего их участка в силу присущих ему особенностей строения является пониженной, была впервые высказана в работе Е. Ф. Саваренского, Н. А. Линден и С. И. Масарского (1953).

Геологическое обоснование разъединения сейсмически активной зоны Туркмении на два участка впервые было предложено в наших работах, написанных после двух лет исследований, проведенных в этом районе Геофизическим институтом АН СССР (Петрушевский, Резанов и Растворова, 1954, и др.). Это обоснование мы видели в том, что восточный и западный сейсмичные районы относятся к существенно различным структурным комплексам, а промежуточный между ними район (западный Копет-Даг) является самостоятельным комплексом, не принадлежащим к восточному, т. е. Центрально-Копетдагскому, как это считали до сих пор все геологи, занимавшиеся изучением строения Копет-Дага. Мы указали на ряд геологических особенностей западного Копет-Дага, которые можно в той или иной мере ставить в генетическую связь с ослаблением его сейсмичности (мозаичность строения, отсутствие зоны резкого сочленения с передовым прогибом, меньшая интенсивность новейших движений и т. д.). Относя восточный и западный районы к девятибалльной зоне, мы оценили сейсмичность западного Копет-Дага в 8 баллов.

Эта точка зрения лишь отчасти была принята Геофизическим институтом при составлении новой карты сейсмического районирования Туркмении, на которой девятибалльная зона показана единой по всей этой территории, хотя по сравнению с картой Г. П. Горшкова значительно суженной в западном Копет-Даге; кроме того, знак крапа обозначает меньшую вероятность возникновения здесь девятибалльных землетрясений (см. рис. 86).

Параллельно с нами сейсмотектонические исследования проводил в 1952 г. в западной Туркмении И. Е. Губин (1954). На составленной им карте сейсмического районирования, которую он назвал сейсмотектонической, показаны линии сейсмогенетических разрывов. Фактически он отнес к ним все видимые на поверхности разрывы, независимо от их возраста, генезиса и структурного положения, а также разрывы, установленные или предполагаемые по геофизическим данным. Туда попали как доакчагыльский надвиг, осложняющий северное крыло передовых антиклиналей, так и мелкие разрывы прибалханских куполовидных складок. Все эти разрывы он считал одинаково способными возбудить девятибалльные землетрясения, так как вдоль всех них он показывал зону (шириной 10—20 км) возможных девятибалльных землетрясений. Для большинства выделенных зон у И. Е. Губина нет данных, доказывающих «сейсмогенетичность» разрывов, так как землетрясения здесь не были зарегистрированы. Критика этой работы, как и всего метода И. Е. Губина, дана в статьях В. В. Белоусова (1954₂) и В. В. Белоусова, Г. П. Горшкова и Б. А. Петрушевского (1954). Не повторяя содержания этих статей, я лишь подчеркну, что сейсмогенетическая карта, составленная И. Е. Губиным для юго-западной Туркмении, является показательным примером сейсмического районирования, проведенного исключительно по видимым на поверхности разрывам, независимо от их возраста, структурного положения и амплитуды.

Наконец, следует остановиться на статье Г. П. Горшкова и Н. П. Костенко «К методике изучения неотектонических движений в связи с сейсмичностью» (1953). В начале статьи, разбирая характер неотектонических движений отдельных структурных единиц западного Копет-Дага, авторы приходят к выводу о том, что интенсивность новейших тектонических движений разных структур различна. К числу участков с более интенсивными проявлениями новейших движений они относят Балханский коридор и юго-западную периклиналь Малого Балхана, в то время как Данатинская впадина обладает меньшей интенсивностью новейших движений. Резким диссонансом к первой части статьи явилась вторая ее часть, касающаяся сейсмичности всего Копет-Дага. Совершенно не используя изложенного в первой части статьи геоморфологического материала, авторы статьи приходят к неожиданному выводу: «Поле девятибалльной сейсмической зоны нужно распространить на всю площадь выхода на поверхность дислоцированных коренных пород, независимо от их возраста, наличия или отсутствия тектонических разрывов и т. п.». Зачеркивая тем самым все, что было сказано в первой части статьи, авторы ее делают большой шаг назад, отказываясь, по сути дела, от всяких попыток учета геологического строения при сейсмическом районировании. С подобными представлениями решительно нельзя согласиться.

Заслуживает упоминания статья Г. П. Тамразяна (1956), сделавшего попытку определить периодичность землетрясений Туркмении и на основании этого построить кривые прогноза времени возникновения землетрясений.

Заканчивая на этом краткую характеристику истории изучения сейсмогеологии Туркмении, отмечим, что имеющиеся в литературе описания сильнейших землетрясений использованы нами в дальнейшем изложении.

Сейсмичность северо-восточного Ирана была и остается совершенно не изученной. Имеются лишь далеко не полные описания некоторых сильных ударов; кроме того, в ряде монографий, посвященных сейсмичности всей Земли, Ирану отведено по несколько строк.

Рассмотрение связи сейсмичности с геологической обстановкой дается нами для территории, несколько меньшей описанной в предыдущих

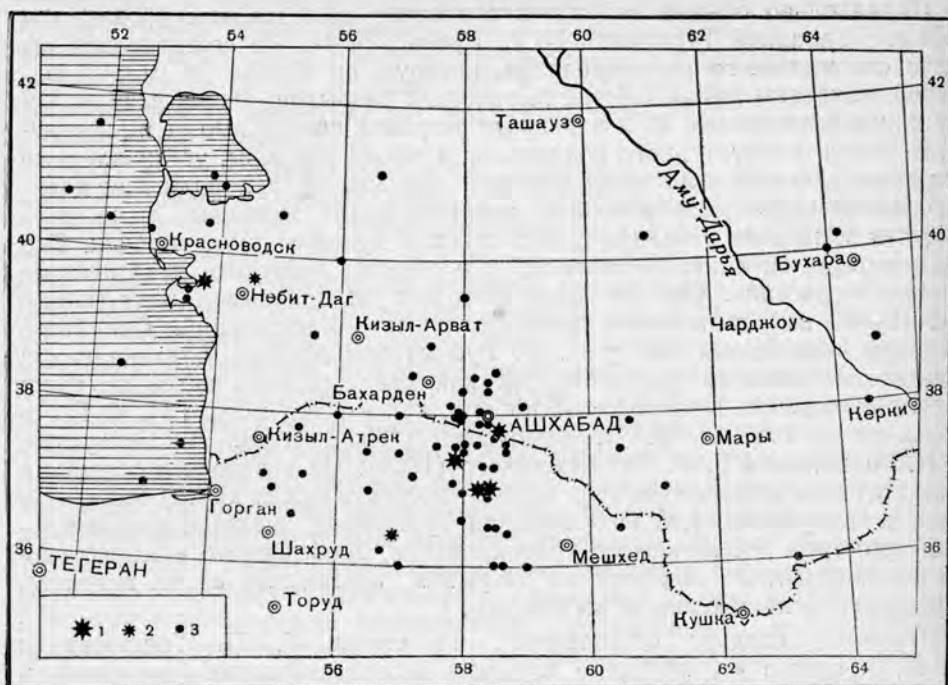


Рис. 66. Карта расположения эпицентров землетрясений Туркмено-Хорасанских гор за 1912—1951 гг., определенных Н. А. Линден по данным сейсмических станций

1 — эпицентры землетрясений силой 1—9—10 баллов; 2 — то же в 8 баллов;
3 — то же в 7 баллов и менее

главах, а именно — без освещения Эльбурса (кроме его восточных районов). Последний не входит в систему Туркмено-Хорасанских гор и, кроме того, анализ его сейсмогеологических условий не может быть дан без сравнения с более западными областями Ирана, Турции и Кавказа, что не является задачей настоящей работы.

Расположение эпицентров землетрясений

При рассмотрении распределения сейсмических проявлений на описываемой нами территории можно легко убедиться в том, что эпицентры землетрясений¹ располагаются на ней неравномерно (рис. 66). Зона наибольшего их сгущения находится в Ашхабадско-Кучанском районе Копет-Дага, частично захватывая прилежащие участки Предкопетдагской равнины. Здесь как бы намечается меридиональная полоса эпицентров. Отдельные группы эпицентров гораздо меньшей густоты установлены в Красноводском районе и в северо-западной части Туар-Кыра. Еще одна группа их зафиксирована на юго-западе, в системе восточного Эльбурса и тяготеющих сюда участках. Единичные эпицентры оказываются в западном Копет-Даге, в районе Теджена и в нижнем течении Аму-Дарьи. Все эти эпицентры зарегистрированы сетью телесеизмических и региональных станций и определены Н. А. Линден.

На рис. 78 (см. ниже) показаны эпицентры очень слабых землетрясений (преимущественно меньше 1 балла), определенные в 1951—1952 гг. в западной Туркмении сетью временных станций, оснащенных

¹ Нами использованы данные сейсмических станций до 1951 г.

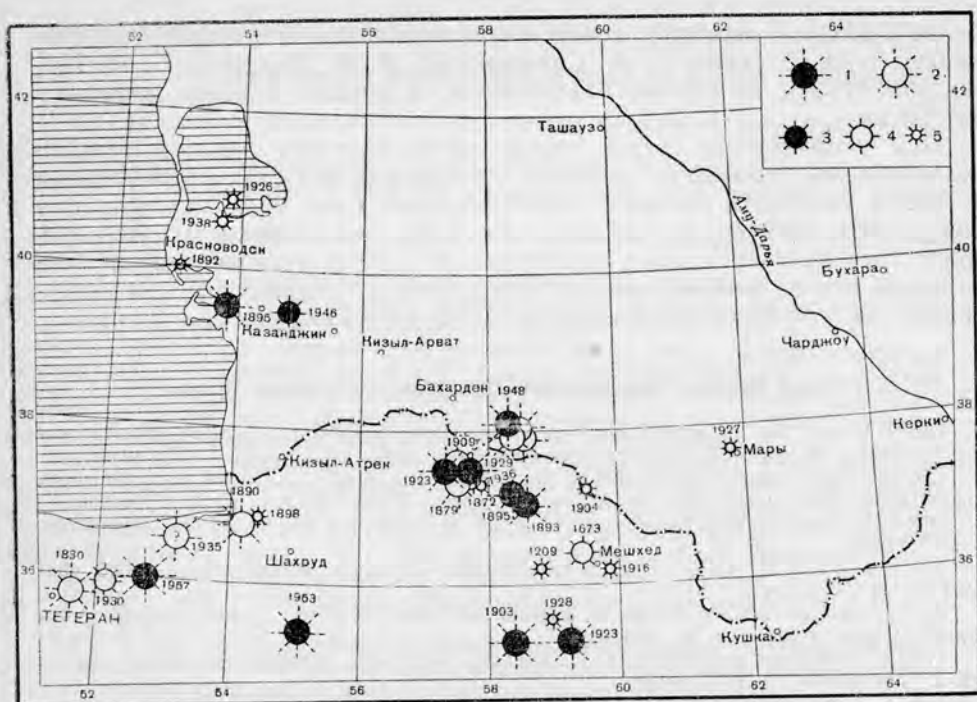


Рис. 67. Карта разрушительных землетрясений

1 — эпицентры землетрясений силой 9—10 баллов; 2 — те же эпицентры, но менее достоверно относительно положения эпицентра и силы землетрясения; 3 — эпицентры землетрясений силой 8 баллов; 4 — те же эпицентры, но менее достоверно; 5 — эпицентры землетрясений силой 6—7 баллов (даны с малой точностью в отношении положения эпицентра и силы землетрясения в баллах)

аппаратурой повышенной чувствительности. Как видно из этого рисунка, сгущение эпицентров слабых толчков приурочено к Большому и Малому Балхану и к западному продолжению первого. Довольно определенная зона их расположена в западном Копет-Даге, в пределах Эззет-Карагезской зоны. Более восточные районы Копет-Дага, Закаспийская впадина, Кара-Кумы и Заузбойская территория практически лишены эпицентров; они встречаются здесь очень редко, а в отдельных местах за два года работы станций не было установлено ни одного эпицентра. Следует подчеркнуть, что распространенное мнение о группировке эпицентров подобных слабых толчков вокруг станций, якобы обусловленное высокой чувствительностью регистрирующей аппаратуры, на примере работы в Туркмении не подтверждается. Мы видим, что эпицентры располагаются здесь вовсе не в пределах замкнутого контура, образованного станциями или поблизости от них. Наоборот, многие станции по некоторым направлениям не регистрировали эпицентров ни в непосредственной близости, ни в удалении, тогда как по другим направлениям систематически отмечали подземные удары.

Подобная же картина была установлена временными станциями Геофизического института при работах в 1949 и 1953 гг. в Ашхабадском районе; здесь эпицентры тяготеют к сравнительно небольшому участку, и они не были отмечены в более западных и восточных районах (см. ниже рис. 72 и 73). Если в отношении землетрясений, зарегистрированных высокочувствительными сейсмическими станциями, иногда удается установить определенные связи с геологическим строением, то относительно землетрясений, зафиксированных телесейсмическими станциями, можно говорить о связях с геологическим строением лишь в самом общем виде.

Это и понятно, — ошибки в определении положения эпицентров, как указывают в своей статье Е. Ф. Саваренский, Н. А. Линден и С. И. Масарский (1953), за редким исключением, в лучших случаях достигают 30—50 км.

При установлении связей между распределением землетрясений и геологическим строением Туркмено-Хорасанских гор следует обратиться в первую очередь к сильным землетрясениям (рис. 67), поскольку они определяют высокую сейсмичность того или иного района, а положение эпицентров разрушительных землетрясений обычно устанавливается значительно точнее, чем эпицентров, определенных телесейсмическими станциями, так как здесь используются также макросейсмические данные.

Список сильных землетрясений Туркмении и Северного Ирана

Около 2 тыс. лет до нашей эры — Ак-Тепе, близ Ашхабада — сильное землетрясение, признаки которого обнаружены при раскопках 1930—1931 гг. (Г. П. Горшков).

Первые годы нашей эры — Старая Неса близ Ашхабада — сильное землетрясение, разрушившее дворец старших Арсахидов. Раскопки 1934—1935 гг. (Г. П. Горшков).

743 г. — сильное землетрясение в районе Каспийских ворот (И. В. Мушкетов, А. П. Орлов).

943 г. с 6/VIII по 4/IX — Неса и окрестности — сильное землетрясение (5000 убитых) (Г. П. Горшков).

957 г. — сильное землетрясение на южном побережье Каспия; цунами; в Пейе много убитых (И. В. Мушкетов, А. Зибберг).

1124 г. — сильное землетрясение; Хорасан разрушен, погибло до 8000 человек (И. В. Мушкетов, А. П. Орлов).

1139 г. — катастрофическое землетрясение в Герате и Хонзаре; трещины в земле, извержения грязи (А. Зибберг).

1209 г. — землетрясение с разрушениями в Нишапуре (А. Зибберг).

1673 г., в августе — сильное землетрясение в Хорасане; разрушения в Мешхеде, Нишапуре и их окрестностях (А. Зибберг).

1830 г., 9 мая — разрушительное землетрясение в Тегеране (А. Зибберг).

1851 г., 2 октября 2 часа 15 мин. дня — землетрясение в Реште и Энзели на южном берегу Каспийского моря; было три продолжительных и очень сильных удара; при втором ударе слышался слабый подземный гул (И. В. Мушкетов, А. П. Орлов).

1872 г., январь — Ширван сильно пострадал от землетрясения (А. Зибберг).

1879 г., 2 апреля — опустошительное землетрясение в районе Буджнурда; 21 деревня разрушена и 45 пострадало частично; убито около 700 человек (А. Зибберг).

1890 г., 27—28 июля — по А. Зиббергу и 29 июля — по каталогу Геофиан — разрушительное землетрясение в северном Иране; разрушения в Астрабаде; большие трещины и обрушения скал в районе Таша; разрушены селения в Бастане и окрестностях. Шахруд — 8 баллов. Ощущалось в Баку и Чикишляре (3 балла); сопровождалось большим числом повторных толчков (А. Зибберг, В. В. Попов и др.).

1892 г., 24 ноября — Красноводск — 7 баллов; трещины шириной 1—2 см; повторилось 29 ноября (4 балла) (И. В. Мушкетов).

1893 г., 17 ноября — катастрофическое Кучанское землетрясение, эпицентр в районе Кучана; в Иране погибло много тысяч жителей; на территории Туркмении ощущалось в Ашхабаде, Геок-Тепе, Каахке, Фирюзе — 5 баллов, Бахардене, Кызыл-Арвате, Теджене — 4 балла, Бала-Ишеме, Молла-Каре, Узун-Ада — 3 балла (И. В. Мушкетов, Г. П. Горшков).

1895 г., 17 января — второе катастрофическое землетрясение в районе Кучана; погибло много тысяч жителей; 9 баллов (И. В. Мушкетов).

1895 г., 9 июля — катастрофическое Красноводское землетрясение; эпицентр по линии Молла-Кара — Узун-Ада; сила в эпицентре — более 9 баллов; площадь распространения до 3 млн. км², много разрушений. Джебел, Молла-Кара, Узун-Ада — 9 баллов; Айдин, Красноводск — 8—9 баллов; Балла-Ишем, Большие Балханы, Узбой — 9 баллов; Казанджик, Перевал — 7—8 баллов; Ахча-Куйма, Кюрен-Даг — 7 баллов; Кызыл-Арват — 6—7 баллов; Ашхабад, Хейрабад — 4—5 баллов; Бухара, Керки, Туркуль — 3 балла; повторные толчки до конца года (И. В. Мушкетов).

1898 г., 15 января — землетрясение в Чикишляре — 5 баллов; одновременно в Астрабаде (Иран), где были повреждены здания (Г. П. Горшков).

Сильное разрушительное землетрясение в Тушизе, захватившее 25 селений в радиусе 35 км; много убитых; в Турбет-и-Хейдиги разрушений не было. Повторилось 30 сентября, 209 убитых (А. Зибберг).

1904 г., 9 ноября — Каахкинское землетрясение; эпицентр в Иране, южнее Каахки; в Каахка — 6 баллов; Мары, Теджен — 5 баллов; Ашхабад, Гайдан — 4 балла. По

А. Зибергу — разрушительное в Каахка, повреждения в Мешхеде (Г. П. Горшков, А. Зиберг).

1907 г., 14 сентября — сильное землетрясение в Мары (6 баллов) с близким эпицентром (Г. П. Горшков).

1909 г., 23 января — землетрясение в окрестностях Буджнурда; разрушено 60 селений (А. Шталь).

1914, 8 апреля — землетрясение в долине р. Мургаб — 8 баллов (С. И. Спесивцева).

1916 г., 10—11 февраля — в Мешхеде довольно сильное землетрясение — 7 баллов (В. В. Попов).

1923 г., 4—5 февраля — землетрясение в Буджнурде; разрушено до 200 домов, 8 баллов (В. В. Попов).

1923 г., 26 мая — в Турбет-и-Хейдари разрушительное землетрясение в городе и окрестностях; погибло до 300 человек, многочисленные повторные толчки; разрушено 30 селений в радиусе 25 км; 8—9 баллов (А. Зиберг).

1923 г., 17 сентября — сильное землетрясение в долине Атрека; полные разрушения в Буджнурде и 9 селениях, другие 22 селения разрушены частично; 157 убитых; в Мешхеде ощущалось слабо; в Ашхабаде, по Г. П. Горшкову, 5—6 баллов (А. Зиберг).

1926 г., 28—29 мая — землетрясение в Красноводске — 7 баллов; эпицентр $41^{\circ}35' \text{ N}$, $53^{\circ}55' \text{ E}$ в Кара-Богаз-Голе (Г. П. Горшков, Н. А. Линден).

1929 г., 1 мая — первое Ашхабадское землетрясение, эпицентр к юго-западу от Ашхабада, в Иране, в долине Атрека, близ Буджнурда $37^{\circ}50' \text{ N}$, $57^{\circ}40' \text{ E}$, где погибло 3250 человек. Сила в эпицентре более 9 баллов. Область распространения до Красноводска, Чарджоу, Ташауза; в Ашхабаде 7 баллов. В Ашхабаде, Хейрабаде и соседних пунктах отмечено до начала 1933 г. 399 повторных толчков (Г. П. Горшков).

1929 г., 5—6 мая — бедственное землетрясение в Иране; в Кефене убито 600 человек, в Рабаде — 250; поселки Джафар-Абад и Сейран совершенно разрушены; 8—9 баллов (В. В. Попов).

1929 г., 8 мая — в Иране снова опустошительное землетрясение; в районе Ширвана и Буджнурда 2000 человек убитых и 700 разрушенных домов; образовались большие трещины; сильно пострадал Кучанский уезд; 8—9 баллов (В. В. Попов).

1930 г., 2 октября — разрушительное землетрясение возле Демавенда; сильнее других пострадали селения Ах и Меберах-Абад; многочисленные повреждения (А. Зиберг).

1935 г., 13 апреля — землетрясение в Иране; убито около 500 человек; в Гасан-Кули — 3 балла (Г. П. Горшков).

1936 г., 17 апреля — в Хорасанской провинции, в районе Ширвана, сильное землетрясение — 7 баллов (В. В. Попов).

1938 г., 14 февраля — землетрясение в Кара-Богаз-Голе, Красноводске; 5—6 баллов, в Кара-Богаз-Голе (Г. П. Горшков).

1942 г., апрель — землетрясение в Красноводске, Уфре — 5—7 баллов, в Небит-Даге — 4—5 баллов (Г. П. Горшков).

1946 г., 5 ноября — Казанджикское землетрясение; в эпицентре сила 8 баллов (В. Т. Архангельский, Н. П. Луппов, И. Е. Губин, И. А. Резанов).

1948 г., 6 октября — Ашхабадское землетрясение; в эпицентре 9 баллов (Г. П. Горшков и др.).

1953 г., 12 февраля — разрушительное землетрясение в районе г. Саруд в Иране (С. Абдальян).

Сопоставление сильных землетрясений с геологическим устройством Туркмено-Хорасанских гор позволяет выделить в их пределах несколько высокосейсмичных зон, разделенных участками меньшей сейсмической активности.

Сейсмоактивная зона Кучано-Мешхедского прогиба

В пределах Кучано-Мешхедского прогиба известно много разрушительных землетрясений, достигавших силы 9—10 баллов.

Первое подобное землетрясение, описанное в нашей литературе, произошло 18 ноября (5 ноября по старому стилю) 1893 г. в западной части Кучано-Мешхедской долины. Л. И. Цимбаленко (Мушкетов, 1899), обследовавший его плейстоценовую область, указывал, что наибольшие разрушения были в Старом Кучане, где погибло около 5000 жителей. и в окрестных селениях, к западу и юго-западу от города. Глинобитные постройки разрушены полностью. Здания из жженого кирпича на хорошем растворе оказались более устойчивыми и частично сохранились. Силу сотрясения в Кучане Л. И. Цимбаленко оценил в 10 баллов (по шкале Росси — Фореля).

Эпицентр землетрясения находился, по-видимому, в нескольких километрах к юго-западу от Старого Кучана между Кучано-Мешхедской долиной и Ала-Дагом. Плейстосейстовая область землетрясения, по наблюдениям Л. И. Цимбаленко, измеряется площадью около 1500 км^2 ; она расположена в окрестностях Старого Кучана. В Мешхеде, находящемся в той же межгорной долине, в 140 км от Кучана, землетрясение не вызвало разрушений; здесь было отмечено лишь волнообразное качание, сопровождавшееся подземным гулом. Подземный гул был слышен также в Каахка, где наблюдалось дрожание стоявших на столе предметов. В сел. Иман-Гули, расположенном в 40 км к северу от Кучана, землетрясением была разрушена одна башня и повреждено несколько домов; сила сотрясения не превышала, по-видимому, 7 баллов. В Ашхабаде землетрясение сказалось силой 4—5 баллов; в некоторых зданиях треснула и обвалилась штукатурка, в немногих домах появились трещины толщиной в несколько миллиметров. Такой же силы было землетрясение в Фирюзе. Оно ощущалось также в Кизыл-Арвате, Бахардене, Геок-Тепе, очень слабо в Теджене, а по данным Г. П. Горшкова (1947) — также в Узун-Ада, Мола-Кара и Бала-Ишеме. К югу от государственной границы оно ощущалось в Буджнурде, Себзеваре и Нишапуре. Общая площадь распространения этого землетрясения, по Л. И. Цимбаленко, превышает $150\,000 \text{ км}^2$. После землетрясения зафиксировано большое количество повторных толчков; некоторые из них достигали значительной силы и сопровождались гулом. Толчки продолжались до мая 1894 г., постепенно уменьшаясь как численно, так и по интенсивности. Мною сделана попытка определить на основании имеющихся литературных данных область распространения этого землетрясения и его предполагаемую плейстосейстовую область (рис. 68).

18 января (5 января по старому стилю) 1895 г. Старый Кучан был вторично и уже окончательно разрушен. «В 11 ч. разразился сильный удар, сопровождавшийся гулом; через несколько секунд последовал второй удар, после чего весь город превратился в груды развалин: не уцелело ни одного дома. Достоверно известно, что погибло до 8000 человек». Плейстосейстовая область второго Кучанского землетрясения «имеет очертание эллипса с длинной осью в 24 версты и короткой в 18 верст. Направление этого эллипса близко ЮЗ—СВ... Плейстосейстовая область совпадает с самой узкой частью Атрекской долины, дно которой заполнено рыхлым наносным материалом» (Мушкетов, 1899, стр. 20).

На рис. 69 приведена составленная И. В. Мушкетовым карта этого землетрясения. И. В. Мушкетов замечает, что изолинии не могут претендовать на большую точность ввиду ничтожного числа пунктов, из которых имеются сведения.

Сопоставление рис. 68 и 69 показывает, что Кучанские землетрясения 1893 и 1895 гг. произошли в одном районе. Плейстосейстовые области их совпадают. Площади, в пределах которых ощущались колебания, имеют близкие размеры и в значительной степени перекрывают одна другую.

1 мая 1929 г. в том же прогибе, но несколько западнее, произошло еще одно разрушительное землетрясение, известное под названием Гермабского, или первого Ашхабадского. Им была захвачена площадь в $520\,000 \text{ км}^2$ (Назаревский, 1930, 1932). О положении эпицентра мы находим в работах Г. П. Горшкова несколько разноречивые данные. В монографии, посвященной землетрясениям Туркмении (Горшков, 1947), он отмечает сначала, что эпицентр располагался в долине Атрека близ Буджнурда (стр. 25), но затем указывает его местонахождение вблизи государственной границы в центральной части хр. Массинев (стр. 27), т. е. на расстоянии $40—50 \text{ км}$ от первого пункта. Подобные же различные оценки содержатся и в последующих работах Г. П. Горшкова. Между тем для нас этот вопрос имеет

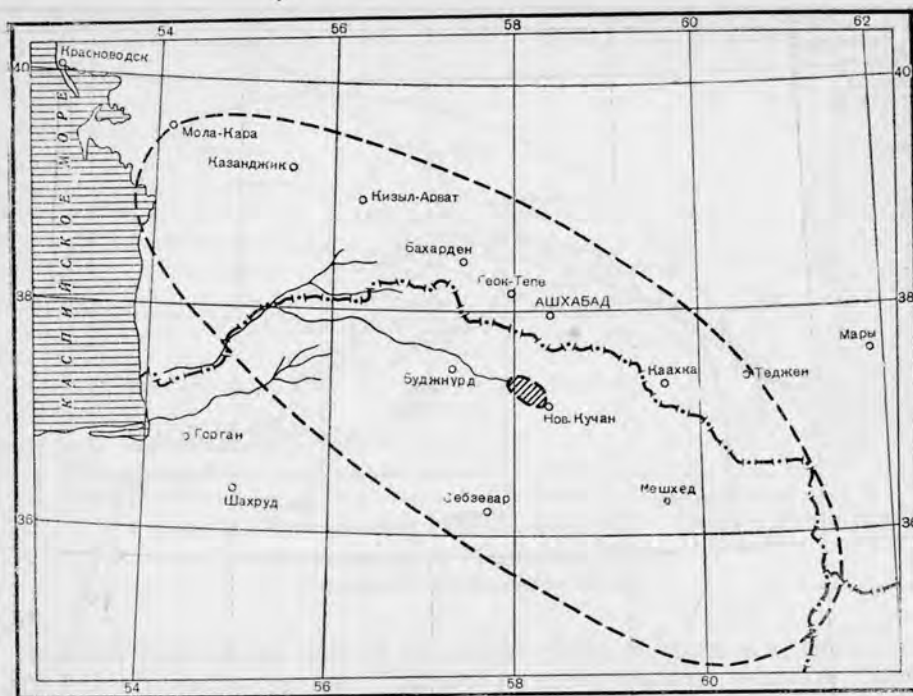


Рис. 68. Карта изосейст Кучанского землетрясения 1893 г.

Составлена И. А. Резановым по данным И. В. Мушкетова
На карте предположительно показана область, в пределах которой ощущалось землетрясение, а также его плейстосейсмическая область (заштрихована)

существенное значение. В случае расположения эпицентра в центральной части хр. Массинев следует говорить о высокой сейсмической активности центральной части Копетдагского мегантиклинория. Нахождение же эпицентра в долине Атрека позволяет включить его в зону Кучанских землетрясений и других ударов того же района.

Имеющиеся материалы о разрушениях в Иране (главным образом сведения из газет) показывают, что эпицентр землетрясения 1929 г. находился в долине Атрека несколько севернее от Бужнурда, т. е. в том же районе, где он определен и по инструментальным данным (см. рис. 66). Так, было отмечено, что в провинции Хорасан пострадали Ширванский, Бужнурдский и Кучанский уезды. Большие разрушения причинены в Ширване и в пограничных селениях. Почти все население Ширванского района осталось без крова. В Бужнурде разрушено 400 домов, а в прилегающих районах — свыше 500. Полагают, что число жертв превышало 2 тысячи. В Ширване образовались в почве трещины длиной 40 км.

Карта изосейст землетрясения 1929 г. для территории Туркмении приведена на рис. 70. Из нее следует, что лишь небольшой участок в районе Гермаба был захвачен 9-балльными сотрясениями, в остальных же районах в пределах СССР сотрясения были слабее. Для Ашхабада их сила оценена в 7 баллов.

Помимо описанных катастрофических землетрясений, в Кучано-Мешхедском прогибе, произошло еще несколько очень сильных толчков (см. список землетрясений).

Таким образом, по количеству разрушительных толчков Кучано-Мешхедский прогиб принадлежит к наиболее сейсмически активному району Туркмено-Хорасанских гор. Наибольшее их число произошло в западной части прогиба, между Бужнурдом и Кучаном.

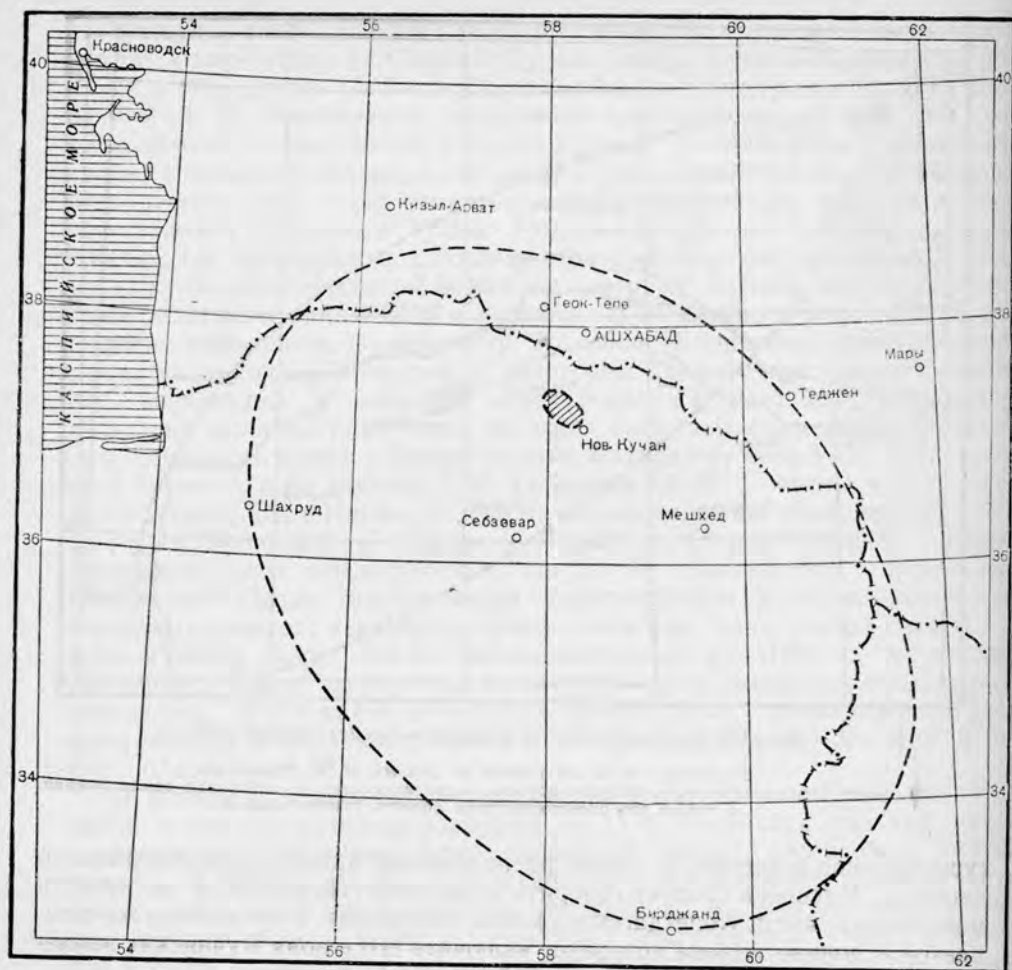


Рис. 69. Карта изосейст Кучанского землетрясения 1895 г.
Составлена И. В. Мушкетовым
Обозначения те же, что и на предыдущей карте

В предыдущих главах работы было показано, что Кучано-Мешхедский прогиб — молодое образование, развившееся на месте ранее приподнятых пограничных участков Аладаг-Биналудского и Копетдагского мегантиклинорий. Формирование такого крупного прогиба только за четвертичное время (поскольку мощность неогеновых отложений здесь невелика) свидетельствует об интенсивном опускании этого района, не прекратившемся и в последние отрезки четвертичного периода, о чем можно судить по большой мощности аллювиальных отложений Кешефруда. С продолжающимся развитием этого молодого прогиба мы и связываем возникновение разрушительных землетрясений в его пределах. Преобладание их в северо-западной части прогиба, как нам кажется, можно объяснить следующим образом: развитие геологических структур происходит не только в вертикальном направлении, но также и путем разрастания по простиранию. По-видимому, в данном случае имеет место разрастание Кучано-Мешхедского прогиба в западном направлении с вовлечением в зону прогибания района Буджиурда, свидетельством чего являются развитые там небольшие впадины, выполненные молодыми отложениями.

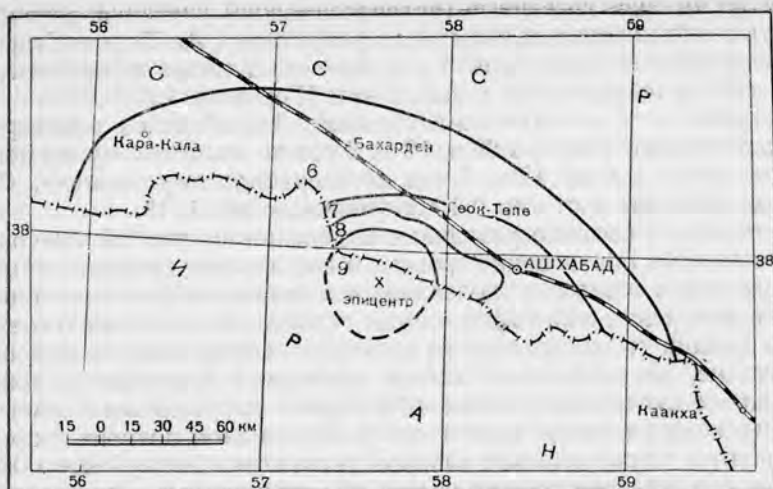


Рис. 70. Карта изосейст землетрясений 1929 г. (первого Ашхабадского)
Составлена Г. П. Горшковым (1947)
(Цифрами обозначена балльность)

Кучано-Мешхедский прогиб не следует рассматривать в качестве grabena, как это иногда делают. Разломы по его окраинам развиты далеко не везде. Слабая изученность геологического строения не позволяет сказать что-либо о связи разрушительных землетрясений этого района с видимыми на поверхности разломами. Однако значительная глубина очагов (судя по размерам плейстосейстовой области землетрясения 1929 г.) показывает, что причины возникновения разрушительных толчков нужно искать скорее в движениях глубоких горизонтов земной коры.

При объяснении высокой сейсмичности Кучано-Мешхедского прогиба необходимо учитывать также и то, что он возник вдоль зоны сочленения двух крупных структурных комплексов — древнего Аладаг-Биналудского мегантиклинория и более молодого Копетдагского, характеризующихся различной историей развития и различной степенью подвижности.

В заключение следует указать на одну очень интересную особенность этой высокосейсмичной зоны, а именно: в распределении землетрясений во времени здесь наблюдается определенная повторяемость. Многие сильные удары происходили попарно с интервалом в несколько лет. Так, известны землетрясения в 1872 и 1879 г., 1893 и 1895 г., 1909 и 1916 г., 1923 и 1929 г. Кроме того, иногда землетрясения, возникшие в других районах, вызывают затем сильные толчки в Кучано-Мешхедском прогибе. Так, после разрушительного землетрясения в Турбет-и-Хейдери 26 мая 1923 г. в районе Буджнурда произошло сильное землетрясение 17 сентября того же года. Ашхабадское землетрясение 1948 г., судя по лаконичным газетным сообщениям, сопровождалось разрушительным землетрясением в Кучано-Мешхедском прогибе. Эта особенность резко отличает Кучано-Мешхедский прогиб от других сейсмических районов Туркмено-Хорасанских гор.

Сейсмоактивная зона Ашхабадского района

Вторым районом на территории Туркмено-Хорасанских гор, в пределах которого известны разрушительные землетрясения, является участок Предкопетдагского передового прогиба в районе Ашхабада. До землетрясения 1948 г. здесь не было зарегистрировано местных разрушительных земле-

трясений, но имелись косвенные (археологические) указания, позволявшие связывать с сейсмическими явлениями разрушения Ак-Тепе и Старой Насы, происшедшие до нашей эры и в начале ее, а также исторические указания о землетрясении в 943 г. нашей эры (Горшков, 1947).

По данным сети сейсмических станций, Ашхабадское землетрясение началось 5 октября 1948 г. в 23 ч. 12 м. 5 сек по московскому времени или 6 октября 1948 г. в 1 час 12 м. 5 сек. по ашхабадскому времени. Смещение почвы в Москве достигло 0,4 мм (Бончковский, 1948).

Землетрясение вызвало различные изменения на земной поверхности. Они выразились в образовании трещин, в нарушениях поверхностных рыхлых отложений, в обвалах и оползаниях делювиальных отложений на склонах гор, в изменении дебита подземных источников. Максимальное количество трещин и наибольшие их размеры наблюдались в районе сел. Куру-Гаудана, где невысокие холмы предгорий Копет-Дага, покрытые лёссовидными суглинками, оказались сильно нарушенными землетрясением. Широкому развитию нарушений в лёссовидном покрове способствовали, вероятно, также высокая влажность грунтов и неглубокое залегание грунтовых вод. Ширина трещин колебалась от нескольких сантиметров до 0,5 м, глубина — до 2—3 м. Амплитуда вертикальных смещений достигала 1 м; в длину они протягивались иногда на сотни метров. Трещины были следствием соскальзывания и оседания покровных образований и не захватили коренных пород.

Меньшее, но все же значительное количество трещин установлено в районе поселков Калининское и Первомайское. С. В. Медведев (1955) отмечает, что трещины возникали и в северо-западной части плейстоценовой области в суглинистых поверхностных отложениях предгорной равнины Копет-Дага в 27 км к северо-западу от Ашхабада. В самом городе трещины измерялись в ширину одним или несколькими сантиметрами и развиты были очень ограниченно. Преимущественно в хр. Гяурс-Даг и в меньшей степени в Копет-Даге к северу от Ашхабада произошли обвалы каменных масс с крутых склонов; замечены обвалы в крутых или вертикальных обрывах аллювиальных террас.

Интересной особенностью последствий Ашхабадского землетрясения является образование грязевых «вулканов». Описавший их В. П. Мирошников (1953) отмечает, что они возникли на предгорной равнине Копет-Дага, сложенной в своей верхней части рыхлыми песчано-глинистыми породами, сильно насыщенными водой.

Большое внимание исследователей, изучавших последствия землетрясения, привлекла зона надвигов так называемой «термальной линии» Копет-Дага, ибо первоначально предполагалось, что подвижки по этой линии и были причиной Ашхабадской катастрофы. Г. П. Горшков внимательно изучил эту линию; она была пересечена в ряде мест, осмотрена с самолета. Однако никаких свежих нарушений, представляющих собой реальный след Ашхабадского землетрясения, обнаружено не было.

Дебит источников, по данным Ашхабадского районного управления водного хозяйства, на 13 октября 1948 г. по сравнению с дебитом на 5 октября 1948 г. почти не изменился. Лишь по кяризам наблюдалось сильное сокращение количества воды, вызванное тем, что многие штольни оказались засыпанными. Иные сведения сообщает Б. Т. Кирста (1949), указывающий на увеличение дебита некоторых источников после землетрясения в пределах 20—500% (считая дебит сентября за 100%). Позже дебит постепенно начал понижаться. Аналогичное явление наблюдалось, по его данным, и после землетрясения 1929 г. Разноречивость этих сведений вызвана тем, что Б. Т. Кирста рассматривает режим источников за более длительный промежуток времени; увеличение же дебита источников установлено лишь с третьей декады ноября.

Ашхабадское землетрясение дало богатый фактический материал для изучения влияния микрогеологической обстановки на изменение балльности. Материалы эти изложены в отчетах И. А. Котельникова, М. П. Сукачевой, в статьях и отчетах С. В. Медведева (1950, 1955), И. А. Гзелишвили и А. Н. Сафаряна (1955) и др.

Автору работы известны четыре карты изосейст Ашхабадского землетрясения, составленные приблизительно в одно и то же время разными исследователями. В общем одинаковые, они существенно отличаются в некоторых своих очертаниях, имеющих иногда принципиальное значение. Одна из них опубликована в работе Г. П. Горшкова (1949). Изосейсты землетрясения образуют эллипс, длинная ось которого на всем своем протяжении проходит в 2—5 км к югу от линии железной дороги. Эпицентр землетрясения силой в 10 баллов показан в районе Куру-Гаудана.

На карте, приведенной в работе Е. М. Бутовской и Я. Г. Коваленко (1955), изосейсты вытягиваются строго параллельно линии железной дороги, причем зона максимальной балльности, обозначенная в 9—10 баллов, протягивается от Ашхабада до Куру-Гаудана.

На карте М. П. Сукачевой и Д. Н. Казанли, проводивших площадное изучение последствий землетрясения, эпицентр с силой 10 баллов также помещен в районе Куру-Гаудана. Большая часть 9-балльной зоны показана на карте к северу от железной дороги. Авторы протягивают 9-балльную зону от Куру-Гаудана до Геок-Тепе включительно, что расходится с мнением остальных исследователей. Особенностью карты М. П. Сукачевой и Д. Н. Казанли является также сильная извилистость изосейст вследствие учета местных изменений балльности, связанных с различиями в грунтовых условиях.

Наконец, четвертая карта изосейст составлена С. В. Медведевым (1955). В отличие от предыдущих исследователей, он не выделяет на карте десятого балла (рис. 71). Девятибалльная область вытягивается узкой полосой от сел. Куртли через Ашхабад до Куру-Гаудана, пересекая под острым углом линию железной дороги. Изосейсты меньших баллов симметрично повторяют контуры девятибалльной изолинии. Вытянутая форма изосейст, в особенности изосейсты девятого балла, дает С. В. Медведеву основание полагать, что для Ашхабадского землетрясения правильное определить положение очага на карте не в форме точечного эпицентра, а в форме эпицентральной линии. В качестве последней он принимает ось эллипсовидной фигуры девятого балла.

Для дальнейших рассуждений необходимо специально рассмотреть вопрос о местоположении эпицентра Ашхабадского землетрясения, так как единого мнения об этом нет. Подчеркнем прежде всего, что, как отмечает С. В. Медведев, координаты эпицентра Ашхабадского землетрясения, по данным сейсмических станций, определить не удалось. Установлено лишь, что эпицентр землетрясения располагался на прямой, соединяющей точки одну — с координатами $38,1^{\circ} \pm 0,4^{\circ}$ N и $58,2^{\circ} \pm 0,4^{\circ}$ E, другую с координатами $37,75^{\circ} \pm 0,35^{\circ}$ N и $58,60^{\circ} \pm 0,35^{\circ}$ E (Медведев, 1955). Таким образом, положение эпицентра может быть определено лишь на основании макросейсмических данных, т. е. данных о разрушениях. Многие исследователи — Г. П. Горшков, М. П. Сукачева и Д. Н. Казанли — помещают эпицентр в районе сел. Куру-Гаудан, в юго-восточной части плейстосейстовой области. Делается это на основании характера разрушений в одном пункте — совхозе Куру-Гаудан — и широкого развития трещин в покровных отложениях этого района. Эти исследователи упускают, однако, из виду тот факт, что район Куру-Гаудана, расположенный в зоне предгорий Копет-Дага, существенно отличается от других районов плейстосейстовой области широким развитием легко поддающихся оседанию и сползанию достаточно мощных покровных лёссовидных

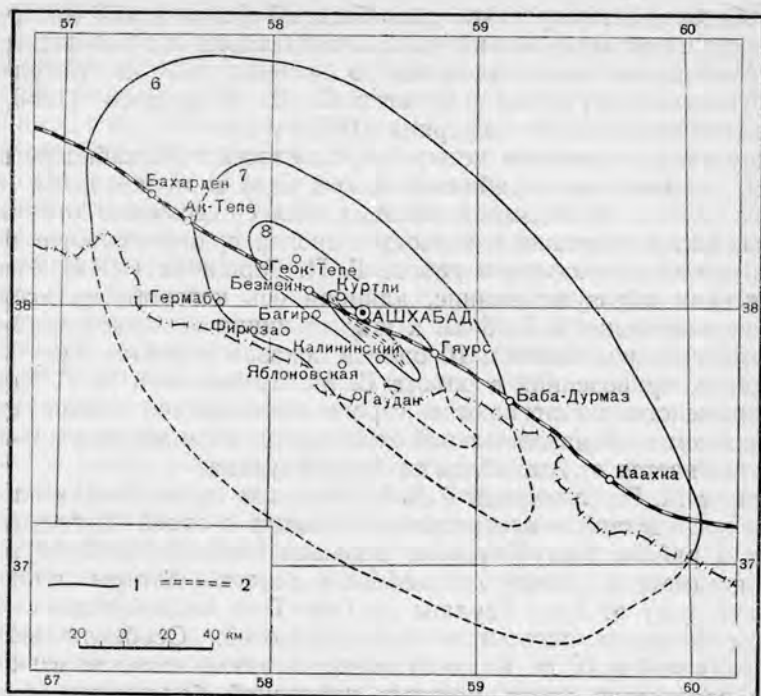


Рис. 71. Карта изосейст Ашхабадского землетрясения 1948 г.

Составлена С. В. Медведевым

1 — изосейсты; 2 — эпицентральная ось землетрясения

суглинков, чем и обусловлено широкое развитие здесь всякого рода остаточных деформаций в поверхностном слое. Если же, как справедливо отмечает С. В. Медведев, обратиться к характеру поведения сооружений, являющихся более точным индикатором, чем грунты, то степень их разрушения примерно одинакова на всем протяжении вдоль эпицентральной оси. Точка зрения С. В. Медведева представляется нам наиболее правильной. Эпицентр Ашхабадского землетрясения следует рассматривать в виде эпицентральной оси, соединяющей точки с координатами: $38,03^{\circ}$ N, $58,31^{\circ}$ E и $37,75^{\circ}$ N и $58,65^{\circ}$ E (Медведев, 1955).

После землетрясения 1948 г. Геофизическим институтом АН СССР были поставлены в Ашхабадском районе специальные исследования для изучения повторных толчков, проводившиеся в течение трех периодов. В первый период, с 20 октября 1948 г. по март 1949 г., работала одна станция, оборудованная сейсмографами системы Д. П. Кириоса, установленными на прямую регистрацию смещений маятника с увеличением 40. За первые 25 дней работы станция зарегистрировала 188 местных землетрясений. За эти же 25 дней произошло 5 землетрясений силой в 4 балла, 1 пятибалльное, 2 шестибалльных и 1 семибалльное. Эпицентры располагались по различным азимутам от Ашхабада на расстоянии от нескольких до 70 км, распределившись на площади примерно в 6 тыс. км². С июня по октябрь 1949 г. в эпицентральной области работали 4 сейсмические станции, оборудованные сейсмографами с увеличением 300. За это время было зарегистрировано 1500 местных землетрясений; координаты очагов удалось определить для 150 из них. Область землетрясений, зарегистрированных летом 1949 г., составляет 3,5 тыс. км². Ее площадь согласуется с эпицентральной зоной Ашхабадского землетрясения 5/X 1948 г., приуроченной к району наибольших разрушений (Медведев, 1955).

Эпицентры распределены неравномерно; наибольшее их сгущение наблюдается между Ашхабадом и Фирюзой в районе Багира — Безменна.

В 1953 г. сейсмическими станциями, оборудованными аппаратурой с увеличением до 30 000, в течение июня — сентября было зарегистрировано около 500 местных землетрясений. Площадь, на которой происходили землетрясения, сократилась до 1,5 тыс. км².

Сопоставляя результаты проведенных наблюдений, С. В. Медведев приходит к выводу о постепенном затухании сейсмической активности в этом районе. Оно заключается в следующем: 1) сужается зона, в пределах которой происходят землетрясения; ее границы приближаются к эпицентральной линии или эпицентру землетрясения 5 октября 1948 г.; 2) снижается сила сейсмических толчков, о чем свидетельствует необходимость повышения чувствительности сейсмических станций; 3) уменьшается количество землетрясений. Затухание сейсмической активности приводит С. В. Медведева к выводу о том, что зарегистрированные местные землетрясения являются повторными толчками Ашхабадского удара 1948 г. С. В. Медведев указывает, что, если по отношению к толчкам 1948 и 1949 гг. это следует считать бесспорным, то в отношении землетрясений 1953 г. можно высказать предположение, что часть их характеризуется так называемый нормальный (незатухающий) сейсмический режим.

Что касается геологических причин возникновения землетрясения, то здесь существуют две достаточно близкие и приблизительно одновременно высказанные точки зрения — Г. П. Горшкова (1949) и Л. Н. Леонтьева (1953). Указывая на отсутствие данных, которые позволяли бы связывать очаг землетрясения с надвигом «термальной линии» Копет-Дага, они полагают, что возникновение землетрясения связано с глубоким процессом развития предгорного прогиба. По их мнению, нет оснований связывать землетрясение непосредственно с ростом индивидуальных поверхностных складчатых структур внутри предгорного прогиба, хотя некоторые из них и соответствуют в известной степени конфигурации плейстоценовой области.

Л. Н. Леонтьев пишет, что интенсивность и территориальное распространение сейсмических явлений противоречат такому предположению. Причину землетрясения он видит в подвижках по какому-то крупному линейному нарушению в кристаллическом каледонском субстрате основания предгорного прогиба. Л. Н. Леонтьев отмечает однотипность Красноводского землетрясения 1895 г. и Ашхабадского 1948 г.

Г. П. Горшков указывает на то, что рост индивидуальных поверхностных структур оказывается лишь внешним отражением идущих на большой глубине процессов. Он предполагает, что «очаг Ашхабадского землетрясения... попадает на область контакта гипотетического сиалического корня, подстилающего Копет-Даг, с сиалическим корнем нормальной мощности, подстилающим область прогиба» (Горшков, 1957, стр. 526).

Занимаясь в 1952 г. изучением связи сейсмических явлений с геологической обстановкой на примере западной Туркмении, мы рассмотрели попутно также и Ашхабадский район (Петрушевский, Резанов и Растворова, 1954). Возникновение Ашхабадского землетрясения мы объясняли подвижками по зоне сочленения двух крупных структурных комплексов — блоков Копетдагского мегантиклинория и передового прогиба. Указывалось также на возможность существования неизвестной нам меридиональной структуры в районе Ашхабада, к которой могли быть приурочены разрушительные землетрясения расположенного южнее Кучанского района. Последняя точка зрения была развита в работе Б. А. Петрушевского (1955). Сейчас, после проведения специальных исследований в Аш-

хабадском районе и полной обработки сейсмического и геологического материала, высказанные нами соображения в отношении причин возникновения Ашхабадского землетрясения приходится существенно уточнить, — они были правильны лишь в самой общей форме.

После Ашхабадского землетрясения сейсмическую активность Предкопетдагского прогиба следует рассматривать иначе, чем раньше. Иную оценку получают и данные, сообщенные Г. П. Горшковым (1947) о трех разрушительных землетрясениях, возможно, происшедших здесь до нашей эры и в конце первого тысячелетия нашей эры. В связи с этим возникает естественный вопрос: поскольку все четыре сильных землетрясения проявились в передовом прогибе, следует ли считать его весь одинаково сейсмически активным или относить такую активность только к Ашхабадскому участку? Здесь необходимо учитывать, что следы древних поселений, по которым мы можем строить догадки о землетрясениях далекого исторического прошлого, имеются лишь в районе Ашхабада. Следовательно, если в других участках передового прогиба и происходили когда-то сильные землетрясения, то сведения о них не сохранились.

После Ашхабадского землетрясения 1948 г. на первый путь встал Г. П. Горшков, показав в последней из составленных им для Туркмении карт сейсмического районирования весь передовой прогиб одинаково сейсмически опасным, относящимся к девятибалльной зоне. Л. Н. Леонтьев (1953), связывая Ашхабадское землетрясение с глубинным процессом развития передового прогиба, также считал последний весь одинаково сейсмически опасным.

Мы не можем согласиться с такими представлениями. Из истории геологического развития Туркмено-Хорасанских гор, изложенной в настоящей работе, следует, что передовой прогиб в районе Ашхабада существенно отличается по своему строению и геологической истории от других его участков, расположенных к северо-западу и юго-востоку. Область верхнемеловых и палеогеновых прогибаний, возникшая к северу от относительно приподнятых районов Южно-Копетдагского антиклинория, была захвачена поднятиями и складчатостью в неогеновое время. Однако эти движения не захватили всю область целиком, проявившись лишь на западной и восточной ее окраинах. В средней части верхнемелового и палеогенового прогиба, а именно в Ашхабадском районе, поднятия и складчатость не имели места.

Причину такого отставания в развитии этого участка, по-видимому, следует видеть в том, что он был вовлечен в прогибания позднее, чем другие участки Северо-Копетдагской зоны: в западном и восточном Копет-Даге прогибания начались в сеномане и туроне, а в Ашхабадском районе — только в сеноне. Поднятия и складкообразование в пределах Ашхабадского участка начались только в четвертичном периоде и продолжают в настоящее время.

Сказанное позволяет прийти к первому, чрезвычайно важному для нас выводу: если Ашхабадский участок прогиба, в пределах которого произошло Ашхабадское землетрясение 1948 г., а также ряд других землетрясений, принципиально отличается по истории своего развития и по строению от других участков прогиба, то мы не можем считать весь прогиб одинаково сейсмически опасным и распространять девятибалльную зону на всю его территорию, где такие сильные землетрясения не известны.

Однако приуроченность землетрясения 1948 г. к аномальному Ашхабадскому участку прогиба является еще слишком общим объяснением. Попытаемся его конкретизировать. Как видно из рис. 61, эпицентральной ось Ашхабадского землетрясения расположена вдоль северной границы того участка прогиба, который в самое последнее — послехвалынское — время оказался вовлеченным в поднятие. Он включает Кешенынбаирскую

и Первомайскую антиклинали и находящуюся между ними часть предгорной равнины. К северу от эпицентральной линии расположена часть прогиба, продолжающая опускаться.

Таким образом, вытянутая узкой полосой область максимальных разрушений, вызванных Ашхабадским землетрясением, располагается вдоль зоны двух по-разному развивающихся в настоящее время частей прогиба. Очевидно, что новейшие тектонические движения, геоморфологически выраженные сейчас в районе к югу от Ашхабада, являются отражением движений в более глубоких частях прогиба, заключающихся в существенной перестройке его прежнего тектонического плана. Крупный структурный блок, в значительной мере отвечающий, вероятно, «структурной террасе», расположенной к югу от Ашхабада, оказывается вовлеченным в новейшее поднятие, причленяясь к поднимающимся структурам Северо-Копетдагской зоны. Мы видим как бы распространение поднятий северо-восточного крыла Копетдагского мегантиклинория далее на запад и захват поднятием участка прогиба, еще совсем недавно испытывавшего погружение. Землетрясение приурочено, таким образом, к линии, разделяющей два по-разному развивающихся участка прогиба.

В какой же форме проявилась разрядка напряжений, возникших в результате этих различно направленных современных движений?

По данным Д. Н. Рустановича (1957), переопределившего результаты наблюдений сейсмических станций 1949 г. и обработавшего результаты наблюдений 1953 г., отчетливо видно, что как для 1949 г. (рис. 72), так в еще большей степени и для 1953 г. (рис. 73) все повторные толчки располагаются в интервале глубин до 10—12 км, причем большее количество их приурочено к глубинам 6—10 км. Очевидно, что повторные толчки, количество и интенсивность которых уменьшаются во времени, произошли в результате нарушения равновесного состояния, вызванного землетрясением. Отсутствие очагов повторных толчков глубже 10—12 км должно свидетельствовать о том, что на этих глубинах подобного нарушения равновесного состояния не было. Как видно из профиля рис. 74, подавляющее большинство очагов повторных толчков приурочено к границе палеозоя и мезозоя или расположено в мезозойских отложениях. Эти факты дают основание считать, что Ашхабадское землетрясение возникло в результате разрыва в палеозойском фундаменте прогиба, находящемся здесь, судя по геофизическим данным, на глубине порядка 10 км. У нас нет причин связывать землетрясения с подвижками в более глубоких горизонтах прогиба. Распределение большинства очагов повторных толчков землетрясения по верхней границе палеозойского фундамента подтверждает эту мысль, так как совершенно очевидно, что подвижки в палеозойском фундаменте вызвали соскальзывания и всякого рода перемещения именно в пограничном слое, разделяющем несогласно лежащие, различные литологически и значительно более рыхлые осадки мезо-кайнозоя. По данным аэромагнитных исследований, обработанных Ю. Н. Годиным, в районе Ашхабада установлены разломы в палеозойском фундаменте северо-западного простирания.

Если сопоставить эпицентральной линии Ашхабадского землетрясения с эпицентрами повторных толчков, по Д. Н. Рустановичу, зарегистрированных в 1949 г. (см. рис. 72), то можно видеть, что подавляющая часть последних приурочена к северо-западному и юго-восточному окончаниям эпицентральной линии, в то время как в пределах ее средней части повторные толчки отсутствуют. Такая же картина группировки повторных толчков у окончаний эпицентральной линии землетрясения устанавливается и по наблюдениям 1953 г. (см. рис. 73). Это, на первый взгляд странное, положение о том, что центральная часть плейстоценовой области лишена повторных толчков, находит, однако, свое объяснение, под-

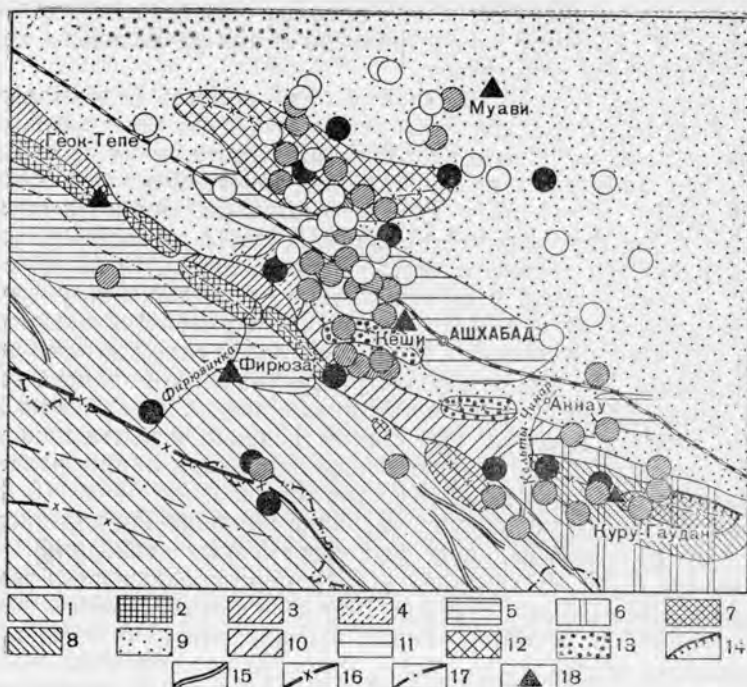


Рис. 72. Тектоническая схема Ашхабадского района и эпицентры повторных толчков землетрясения 1948 г., зарегистрированных летом 1949 г.
(по Д. Н. Рустановичу)

1 — Южно-Копетдагский антиклинорий; 2 — брахиантиклинальные структуры, расположенные вдоль северного края антиклинория; 3 — северные пологие колья этих брахиантиклиналей или небольшие антиклинали; 4 — подземный Безменский выступ, вдающийся в Предкопетдагский прогиб; 5 — крупные пологие синклинали, расположенные с южной тыловой стороны брахиантиклинальных структур; 6 — складчатая тектоническая зона восточного Копет-Дага; 7 — ядерная часть Гяурской антиклинали; 8 — крылья Гяурской антиклинали; 9 — Предкопетдагский прогиб; 10 — северный крутой склон прогиба; 11 — наиболее глубокая часть прогиба с залеганием меловых отложений на глубине свыше 4000 м; 12 — брахиантиклинальная структура в пределах прогиба, установленная сейсморазведкой в меловых породах; 13 — брахиантиклинальные структуры, сложенные палеогеновыми отложениями; 14 — надвиги; 15 — сбросы; 16 — оси антиклиналей; 17 — оси синклиналей; 18 — временные сейсмические станции. Эпицентры слабых землетрясений (обозначены кружками) с глубиной очага более 12 км (черные кружки); 7–12 км (частые штрихи); 4–6 км (не заштрихованы)

тверждающее мнение С. В. Медведева о линейности очага Ашхабадского землетрясения. Действительно, после возникновения разрыва наиболее полная разрядка напряжений должна произойти именно в средней его части. На концах же такого разрыва после его возникновения разрядка напряжений снимается не полностью; на своих окончаниях разлом продолжает жить, свидетельством чего являются группирующиеся здесь повторные толчки. Это наблюдавшееся после Ашхабадского землетрясения природное явление экспериментально воспроизведено в лабораторных условиях при моделировании тектонических разрывов. По данным М. В. Гзовского (1956), после возникновения разрыва максимальные напряжения концентрируются на его концах, в то время как в средней части разрыва напряженное состояние близко к нулю.

Однако не все повторные толчки концентрируются на окончаниях эпицентральной оси. Меньшая, но все же значительная часть их расположена в некотором удалении, охватывая область, захваченную землетрясением. Для повторных толчков 1953 г. наблюдается такая же закономерность. Толчки приурочены к двум районам — Куру-Гаудану и Безменну. Кроме того, группа слабых толчков с глубиной очага до 5 км концентрируется по оси Изгантской антиклинали, обнаруженной сейсморазведкой прибли-

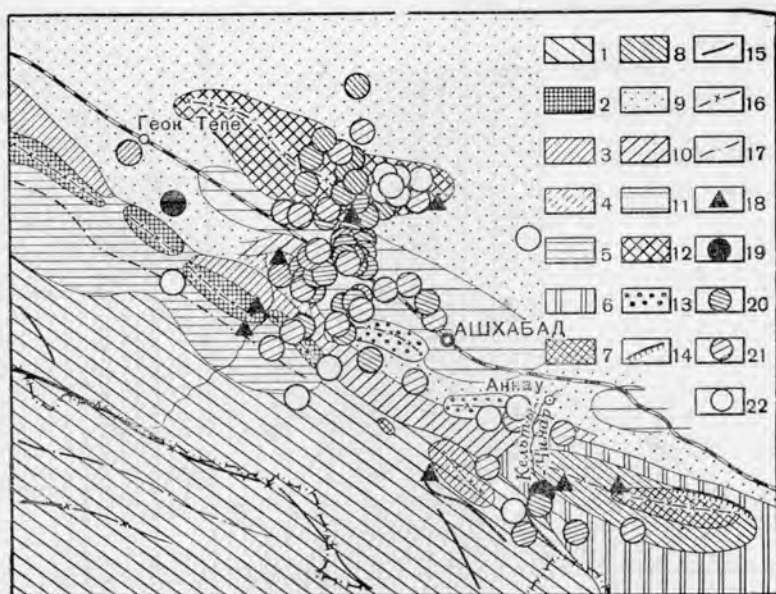


Рис. 73. Тектоническая карта Ашхабадского района и эпицентры слабых землетрясений, зарегистрированных за период июль — сентябрь 1953 г. (по Д. Н. Рустановичу)

Обозначения те же, что и на рис. 72. Эпицентры слабых землетрясений (обозначены кружками) с глубиной очага более 12 км (черные кружки), 10—12 км (густая штриховка); 7—9 км (редкая штриховка); 4—6 км (не заштрихованы)

зительно на этих же глубинах. Весьма вероятно, что эти неглубокие и по своей силе крайне слабые толчки связаны с ростом данной складки. Наблюдения 1949 г., проводившиеся с аппаратурой значительно более низкой чувствительности, не могли зафиксировать эти толчки, если они тогда и происходили. Факт приуроченности целой серии слабых толчков к осевой части антиклинальной структуры, причем толчков, существенно отличающихся по глубине от подавляющего большинства всех других, по-видимому, не случаен и представляет несомненный интерес.

О. Д. Гоцадзе были определены динамические параметры очагов пяти повторных толчков, зарегистрированных в 1953 г. Д. Н. Рустановичем. Простираение разрывов в очагах этих землетрясений хорошо согласуется с простираением геологических структур, видимых на поверхности или установленных геофизическими исследованиями (рис. 75). Простираение разрыва в очаге I совпадает с простираением границы Копет-Дага и Предкопетдагского прогиба, причем, как и следует ожидать по геологическим данным, копетдагское крыло поднялось, а крыло прогиба опустилось. Простираения в очаге II также параллельны поверхностным структурам, но здесь приподнятым оказывается северное крыло разрыва, что согласуется с нашими представлениями о более интенсивном воздымании в последнее время Северо-Копетдагской зоны. Положение разрыва в очаге III, расположенном на северном крыле Кешенымбаирской антиклинали, совпадает с ее простираением и тем самым подтверждает геоморфологические данные о поднятии этой части прогиба по отношению к более северным районам. Такой же характер движений установлен и в очаге IV. Для V очага можно предложить различные толкования.

Относительно динамических параметров собственно Ашхабадского землетрясения имеются следующие данные: простираение разрыва в очаге, определенное С. Д. Коган (см. статью Медведева, 1955), достаточно

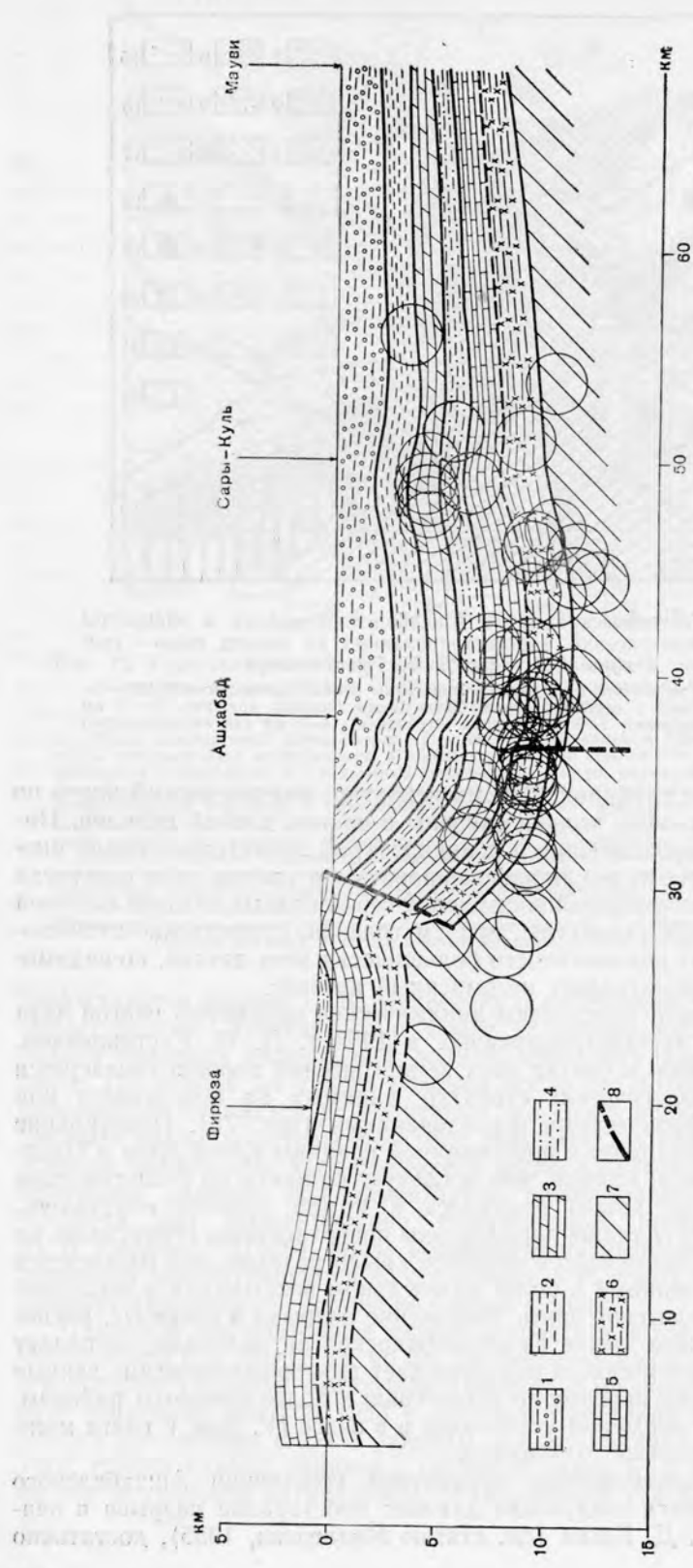


Рис. 74. Профиль через Предколетагский прогиб по линии Фирюза — Мауи. Составлен на основании геологических материалов, сейсморефлекти и сейсмологии. Эпипотры землетрясений по данным Д. Н. Рустамова (показаны кружками)

1 — неогеновые и четвертичные отложения; 2 — палеогеновые; 3 — верхнекрейдовое; 4 — аптский и альбский ярусы; 5 — верхняя юра и неокон; 6 — предполагаемая нижняя и средняя юра; 7 — палеозой; 8 — разрывы

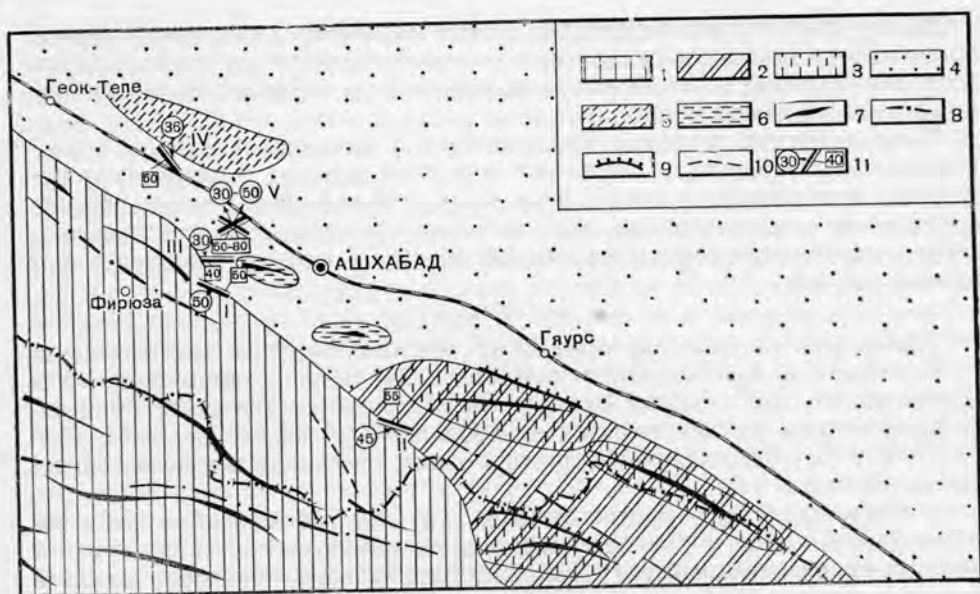


Рис. 75. Тектоническая схема Ашхабадского района и динамические характеристики очагов слабых землетрясений 1953 г. по Д. Н. Рустановичу и О. Д. Гоцадзе

1 — Южно-Копетдагский антиклинорий; 2 — тектоническая зона восточного Копет-Дага; 3 — крупные антиклинали в ее пределах; 4 — Предкопетдагский прогиб; 5 — крупная погребенная антиклиналь в прогибе; 6 — антиклиналь в прогибе; 7 — оси антиклиналей; 8 — оси синклиналей; 9 — надвиги; 10 — сбросы; 11 — динамические параметры очага: жирная линия — поднятое крыло, цифра в квадрате — угол падения плоскости разрыва, цифра в кружке — угол и направление подвижки по разрыву

хорошо совпадает с эпицентральной линией землетрясения. Движения же в очаге, как показано у Медведева, обратные тем, какие следует ожидать по геологическим данным (поднимающимся оказывается северо-восточное крыло, а не юго-западное, как следовало ожидать). Однако это положение нельзя считать доказанным. По устному сообщению С. Д. Коган, она не уверена в правильности полученных ею смещений при этом землетрясении. По сообщению А. В. Введенской, недавно переопределившей динамические параметры Ашхабадского землетрясения, простираение разрыва в очаге этого землетрясения северо-западное, причем юго-западное крыло поднялось, а северо-восточное опустилось, т. е. характер подвижек в очаге землетрясения полностью согласуется с направленностью новейших движений, установленных геоморфологическим методом.

Предлагаемое объяснение геологических условий возникновения землетрясения подтверждается и результатами повторных нивелировок в этом районе. В 1942—1944 гг. была проложена линия нивелирования 1-го класса, которая прошла по ж.-д. линии Красноводск — Ашхабад — Теджен.

После Ашхабадского землетрясения по этой линии в 1952 г. была проведена повторная нивелировка 2-го класса. При повторной нивелировке знаки первой нивелировки были приняты за твердые.

Отклонения превышений намного превосходят возможные ошибки нивелировки (Бутовская и Коваленко, 1955). Резкие отклонения превышений повторной нивелировки наблюдаются в пределах плейстосейстовой области землетрясения. Данные эти хорошо согласуются с высказанными выше представлениями о направлении движений в очаге землетрясения. Действительно, локальный участок максимальных поднятий (329 мм), зафиксированный повторной нивелировкой, располагается к западу от Ашхабада, т. е. приходится на юго-западное, по геоморфологическим данным — приподнятое, крыло. Участок отрицательных подвижек (до

—217 мм) расположен в пределах северо-восточного опущенного крыла, причем точка смены положительных значений подвижек на отрицательные попадает на район г. Ашхабада, т. е. совпадает с эпицентральной линией Ашхабадского землетрясения.

Таким образом, и данные геологических и геоморфологических исследований, и материалы по изучению смещений в очаге, и результаты повторных нивелировок указывают на то, что Ашхабадское землетрясение возникло по зоне сочленения двух небольших по размерам участков прогиба: северо-северо-восточного опускающегося и юго-юго-западного поднимающегося.

Суммируем изложенные материалы об Ашхабадском землетрясении.

1. Эпицентр Ашхабадского землетрясения 1948 г., происшедшего в Предкопетдагском прогибе, следует рассматривать в качестве эпицентральной линии между точками с координатами $38,03^{\circ}$ N; $58,31^{\circ}$ E и $37,75^{\circ}$ N и $58,65^{\circ}$ E, являющейся осью овала, очерченного изосейстой девятого балла.

2. История геологического развития Туркмено-Хорасанских гор позволяет сделать вывод о том, что Ашхабадское землетрясение приурочено к аномально развивающемуся Ашхабадскому участку прогиба, который только в четвертичное время начал вовлекаться в поднятия. Мнение об одинаковой сейсмической опасности всего Предкопетдагского прогиба нельзя считать правильным.

3. Конкретно Ашхабадское землетрясение следует связывать с новейшими тектоническими движениями самого последнего времени (послехвалынскими), в результате которых юго-восточная часть Ашхабадского участка прогиба оказалась вовлеченной в поднятие. Именно к зоне сочленения участков современных опусканий и поднятий и приурочена эпицентральная ось землетрясения.

4. Судя по глубинам очагов повторных толчков, Ашхабадское землетрясение возникло в результате разрыва в палеозойском фундаменте, проявившегося на глубине 10—12 км, с приподнятым юго-западным крылом и опущенным северо-восточным.

5. Поднятие юго-западного крыла разрыва и опускание северо-восточного подтверждается установленными А. В. Введенской направлениями смещений в очаге землетрясения и данными повторной нивелировки.

6. Расположение повторных толчков землетрясения на обоих окончаниях эпицентральной оси согласуется с последним тектонофизическим исследованием и подтверждает линейность очага землетрясения. Оно не может служить доказательством в пользу существования двух очагов во время Ашхабадского землетрясения.

Высказанные соображения можно свести к следующему: Ашхабадское землетрясение явилось следствием самой новейшей перестройки прежнего структурного плана Предкопетдагского прогиба.

Объясняя возникновение Ашхабадского землетрясения подвижками, вызванными развитием именно этой части передового прогиба, мы не можем считать, что высокосейсмическая зона распространяется и на другие его участки, имеющие, по нашему мнению, иное строение. Однако в пределы высокосейсмичной зоны следует включить также складки Арчман-Нухурского района и района Ала-Даг и Гяурс-Даг (последняя антиклиналь была захвачена плейстоценовой областью Ашхабадского землетрясения). Складки Арчман-Нухурского и Аладаг-Гяурского районов расположены на непосредственном продолжении к западу и к востоку от Ашхабадского участка прогиба, причем, как и в этом участке, они характеризуются дискордантным положением по отношению к простиранию Копет-Дага в целом, что в известной мере позволяет говорить об общности

происходящих здесь процессов. Интересно отметить, что в 1949 и 1950 гг. в районе Арчмана произошло несколько местных пяти-шестибалльных землетрясений. Из этого можно заключить, что хотя плейстоценовая область удара 1948 г. располагалась значительно юго-западнее, повторные толчки его проявились на более широкой площади, захватив всю ее, вплоть до района Арчмана.

Заканчивая рассмотрение сейсмичности Ашхабадского района, считаем уместным сказать несколько слов о частоте разрушительных землетрясений. Сравнение в этом отношении Ашхабадского и Кучано-Мешхедского районов весьма показательно. Если в последнем разрушительные землетрясения происходят через каждые 20—50 лет, то в Ашхабадском районе они гораздо реже. Мечеть Аннау, построенная в середине XV в. и простоявшая в полной сохранности до 1948 г., свидетельствует о том, что в течение 600 лет здесь не было разрушительных ударов. Если учесть археологические данные по Ак-Тепе и Старой Несе, возможно, разрушенных в результате землетрясений, то для района Ашхабада частота разрушительных землетрясений составляет примерно одно в 1000 лет. Сильное землетрясение, разрушившее Ак-Тепе, произошло более двух тысяч лет до нашей эры; землетрясение, разрушившее дворец в Старой Несе, было в первые годы нашей эры, третье катастрофическое землетрясение произошло в 943 г.; наконец, четвертое — в 1948 г.

О сейсмичности других районов Копетдагского мегантиклинория

За пределами Кучано-Мешхедского и Ашхабадского районов на территории Копет-Дага известно всего два разрушительных землетрясения: Каахкинское 1904 г. и Казанджикское 1946 г., причем последнее, как будет показано ниже, связано с развитием Большебалхано-Кубадагского антиклинория. Поэтому для выяснения связей между геологическим строением и сейсмичностью остальной территории Копет-Дага мы вынуждены основываться почти исключительно на инструментальных данных о землетрясениях, полученных телесейсмической сетью.

Эпицентры землетрясений, определенные по инструментальным данным для Туркмении, были недавно переопределены заново Е. Ф. Саваренским, И. А. Линден и С. И. Масарским (1953). За период с 1912 по 1951 г. включительно для Туркмении и прилежащих к ней районов ими было определено 86 эпицентров, большая часть которых расположена в пределах Туркмено-Хорасанских гор. Эпицентры распределяются неравномерно (см. рис. 66). Наибольшее их сгущение наблюдается в районе Ашхабада, где как будто намечается меридиональная полоса эпицентров. Это позволило нам в свое время высказать предположение о существовании здесь не выраженной на поверхности глубинной долготной структуры. Однако анализ геологической истории Туркмено-Хорасанских гор, приведенный в настоящей работе, показывает, что за мезозойский и кайнозойский этапы развития этой страны предполагаемая меридиональная структура ничем себя не проявила, что заставляет сразу же настороженно относиться к возможности ее существования.

В справедливости такого сомнения убеждает нас и ознакомление с точностью определения эпицентров. По этому поводу Е. Ф. Саваренский, Н. А. Линден и С. И. Масарский указывают в своей статье, что ошибка определения положения эпицентров, за редким исключением, в лучших случаях достигает 30—50 км. К этому можно добавить, что до 1947 г. сейсмических станций в Туркмении не было. Ближайшие станции находились на Кавказе (Баку) и в Средней Азии (Ташкент, Самарканд), т. е. почти на одной широте с эпицентральной районом Туркмено-Хорасанских

гор. При таком расположении сейсмических станций максимальный разброс при определении эпицентров должен происходить в направлении, перпендикулярном к линии, соединяющей эти станции, в данном случае в меридиональном направлении. По-моему, меридиональная полоса эпицентров в районе Ашхабада в значительной степени может быть объяснена невыгодным для Туркмении размещением сейсмических станций и проистекающими отсюда ошибками в определении положения эпицентров.

Мы видели выше, что сопоставление разрушительных землетрясений с геологическим строением Туркмено-Хорасанских гор позволяет выделить на этой территории две высокосейсмичные зоны, разделенные участком, обладающим меньшей сейсмической активностью. По-видимому, значительная часть эпицентров, образующих кажущуюся меридиональную полосу, принадлежит двум указанным зонам, но из-за разброса вследствие ошибок в определении создается неправильное представление о наличии в Копет-Даге поперечной полосы землетрясений.

Конечно, было бы неправильным считать, что все эпицентры землетрясений, показанные в центральной части Копетдагского мегантиклинория, определены неверно и в действительности должны быть отнесены к Ашхабадской или Кучано-Мешхедской зонам. Несомненно, в пределах собственно Копетдагского мегантиклинория также происходят землетрясения, но более слабые и редкие, чем в северной и южной зонах. В целом они свидетельствуют о несколько повышенной сейсмичности центральной части этого сооружения и позволяют говорить о большей сейсмической активности мегантиклинория по сравнению с его погруженным северо-западным крылом, отвечающим западному Копет-Дагу. На территории последнего известны лишь единичные эпицентры землетрясений; сила их не превышает 4—5 баллов. Так, из всех эпицентров, определенных Е. Ф. Саваренским, Н. А. Линден и С. И. Масарским с 1912 по 1951 г., в пределы советской части западного Копет-Дага попадают только два. Один из них расположен в Эзет-Карагезской складчатой зоне, второй — в передовом прогибе в районе Бахардена. К югу от границы, уже в Иране, находятся еще три эпицентра.

Объяснению причин пониженной сейсмичности западного Копет-Дага уделено много места в нашей недавней статье (Петрушевский, Резанов и Растворова, 1954). Это ослабление мы связывали с тем, что зона сочленения мозаично построенного западного Копет-Дага с передовым прогибом менее резка по сравнению с аналогичными зонами на стыке Копетдагского мегантиклинория и передового прогиба в районе Ашхабада и на стыке Большебалхано-Кубадагской мегантиклинали и Закаспийской впадины. После приведенного в настоящей работе анализа мне кажется, что слабую сейсмичность западного Копет-Дага следует объяснить не только этим. В предыдущих главах неоднократно отмечалось, что в Копетдагском мегантиклинории с востока на запад наблюдается постепенное упрощение складчатой структуры. Коробчатые и сундучные складки с крутыми крыльями, нередко осложненными разломами, сменяются к западу пологими складками с углами падения 10—20°. Расстояние между осями складок в центральной части мегантиклинория в полтора-два раза меньше, чем в западной его части. К западу происходит погружение мегантиклинория в целом. Все это свидетельствует об общем ослаблении интенсивности тектонических движений в западном направлении. История новейших тектонических движений (неоген-четвертичных) также существенно различна в центральном и западном Копет-Даге. В центральном Копет-Даге эти движения начались раньше и проявлялись значительно интенсивнее, чем в западном, о чем можно судить по тому, что одновозрастные денудационные поверхности находятся в центральном Копет-Даге на больших высотах, чем в западном.

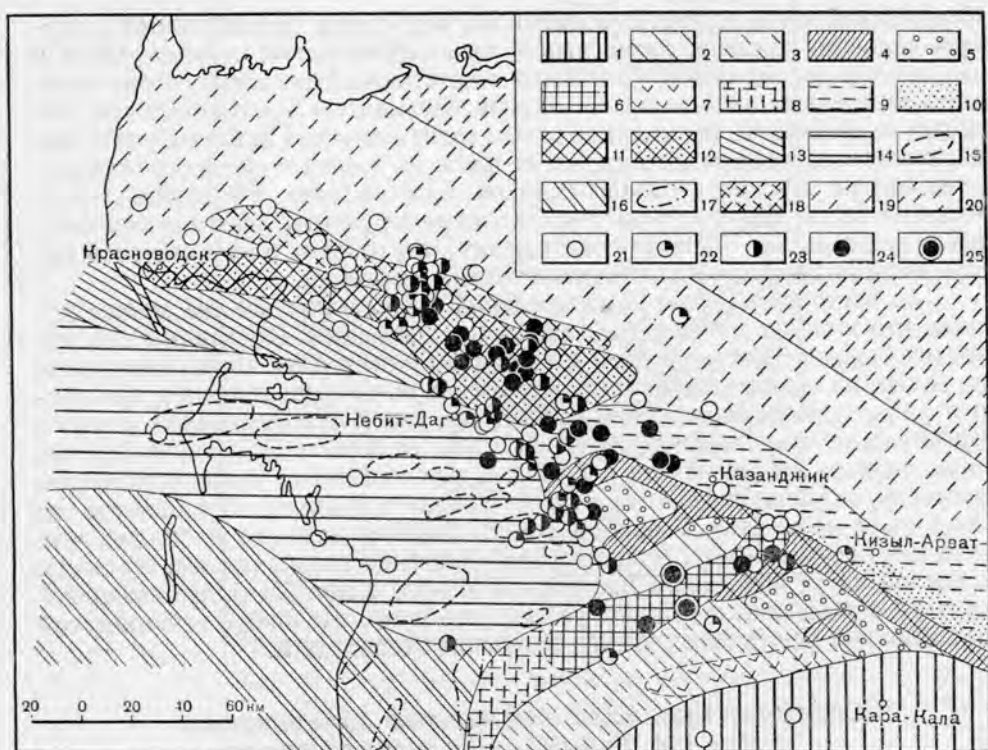


Рис. 76. Тектоническая схема части западной Туркмении и эпицентры землетрясений, зарегистрированные временными сейсмическими станциями в 1951—1952 гг. по данным С. С. Андреева, С. И. Масарского, Д. Н. Рустановича и Д. А. Харина (1954)

1 — структуры Южно-Копетдагского антиклинория, сформировавшегося к началу неогена, частично попадающего в рамку схемы; 2 — складчатый западный Копет-Даг; 3—7 — тектонические единицы, выделенные в пределах западного Копет-Дага; 3 — Мессериан-Ходжакалинская тектоническая зона, сформировавшаяся в миоцене; 4 — крупные асимметричные антиклинальные складки докайнозойского возраста; 5 — крупные плоские синклинали; 6 — Эзет-Каратеская зона — участок интенсивной послекайнозойской складчатости; 7 — Аладаг-Кулмачская зона — участок менее интенсивной послекайнозойской складчатости; 8 — Шахманский плиоценовый прогиб, расположенный на продолжении Эзет-Каратеской зоны; 9 — передовой прогиб Копет-Дага; 10 — участки развития послекайнозойской складчатости в передовом прогибе; 11 — Большебалханско-Кубадагский антиклинорий; 12 — наиболее приподнятые ядерные части этого антиклинория; 13 — южная часть Большебалханско-Кубадагского антиклинория, переработанная в плиоцене и относительно опущенная; 14 — Прибалханская впадина — область крупных прогибаний в течение всего мезозоя и кайнозоя; 15 — куполовидные складки в пределах впадины; 16 — центральная часть Закаспийской впадины, относительно приподнятая в мезозое; испытывавшая прогибание в неогене, но меньшее, чем Прибалханская; 17 — брахиантиклинальные складки в этой зоне; 18 — Северо-Балханский прогиб; 19 — опущенные участки платформы; 20 — крыло мегантиклинальной платформы. Эпицентры землетрясений с глубинами очагов: 21—0—10 км; 22—10—20 км; 23—20—30 км; 24 — более 30 км; 25 — эпицентры 3—4-балльных землетрясений 4 и 17 ноября 1951 г.

Основываясь на всем сказанном, я полагаю, что пониженную сейсмическую активность западного Копет-Дага можно объяснить общей меньшей интенсивностью характеризующих его тектонических движений. Однако на этой территории могут быть выделены отдельные участки, обладающие относительно более высокой сейсмичностью. Карта эпицентров землетрясений, зарегистрированных в 1951—1952 гг. высокочувствительной аппаратурой временных станций Геофизического института (рис. 76), позволяет наметить некоторые пространственные связи слабых толчков с теми или иными геологическими структурами.

Так, группа эпицентров землетрясений¹ находится в пределах Эзет-

¹ В их число входят также оба балльных местных землетрясения, зарегистрированных здесь за все время работы временных станций. Сила этих двух толчков оценивается в 3—4 балла.

Карагезской зоны, характеризовавшейся глубокими прогибаниями в первую половину неогена, интенсивной послепалеогеновой складчатостью и значительными верхнечетвертичными поднятиями. Повышенную сейсмическую активность этой зоны мы вправе связывать с интенсивностью молодых ее движений. В известной мере сходная картина наблюдается и для передового прогиба западного Копет-Дага, на площади которого установлено четыре эпицентра слабых толчков. Как известно, в отдельных пунктах этой части прогиба имеются складчатые структуры, сформированные в послепалеогеновое (четвертичное) время, что говорит о значительной интенсивности здесь новейших тектонических движений.

Для восточного Копет-Дага сведений очень мало; все же можно думать, что имеется значительное сходство с западным. По данным сейсмических станций, землетрясения в восточном Копет-Даге происходят крайне редко: на этой площади зарегистрирован всего один эпицентр; три эпицентра расположены значительно севернее, уже в платформенной области. Временными станциями наблюдения здесь не велись. По макросейсмическим данным мы знаем, что в 1904 г. к югу от Каахки произошло землетрясение, сказавшееся в этом поселке с силой в 6 баллов. В эпицентре его сила была не меньше 7 баллов (по А. Зибергу даже до 9 баллов, что, конечно, преувеличено). Эпицентр землетрясения располагается, вероятно, в южной части передового прогиба восточного Копет-Дага, что позволяет считать сейсмичность данного района, вероятно, сходной с сейсмической активностью передового прогиба западного Копет-Дага.

Сейсмическая характеристика территории к югу от Туркмено-Хорасанских гор

О сейсмичности южных склонов Туркмено-Хорасанских гор и расположенных южнее районов и о ее связи с геологической обстановкой данных очень мало. Геологическое строение этой территории известно лишь в самых общих чертах; сведения о землетрясениях чрезвычайно ограничены.

Имеющиеся данные позволяют предположить, что районы южных предгорий Ала-Дага и Биналуда обладают меньшей сейсмической активностью, чем район Кучано-Мешхедского прогиба. Для некоторых крупных населенных пунктов этой области (например, Шахруда, Джарджема) вообще нет указаний о разрушительных землетрясениях. Для такого древнего города, как Нишапур, имеются сведения только об одном сильном землетрясении (в 1209 г.).

По-видимому, иная картина наблюдается в северных районах пустыни Дешт-и-Кевир, к югу от Ала-Дага и Биналуда. Здесь, отделяясь от них широкими долинами, выполненными четвертичными отложениями, протягиваются невысокие хребты и гряды, сложенные мезозойскими и третичными породами. Вдоль южного склона одного из таких хребтов 12 февраля 1953 г. произошло землетрясение силой 9—10 баллов; эпицентр его был расположен в районе р. Торуд (рис. 77). Абдальян (Abdalian, 1954), обследовавший это землетрясение, связывает его с подвижками по структурной линии между складчатой зоной хребта Армян-Джудане-Кух и находящейся южнее, закрытой песками равнины пустыни Дешт-и-Кевир. Два других разрушительных землетрясения (Sieberg, 1932), происшедшие в восточной части той же зоны, вызвали наибольшие разрушения в городах Тушиз (землетрясение 1903 г.) и Турбент-и-Хейдари (землетрясение 1923 г.). Оба города расположены вдоль южного ограничения Тушизских гор, вблизи северной окраины пустыни Дешт-и-Кевир. Приведенные сведения позволяют говорить о высокой сейсмической активности зоны молодых складок по северному ограничению пустыни Дешт-и-Кевир.

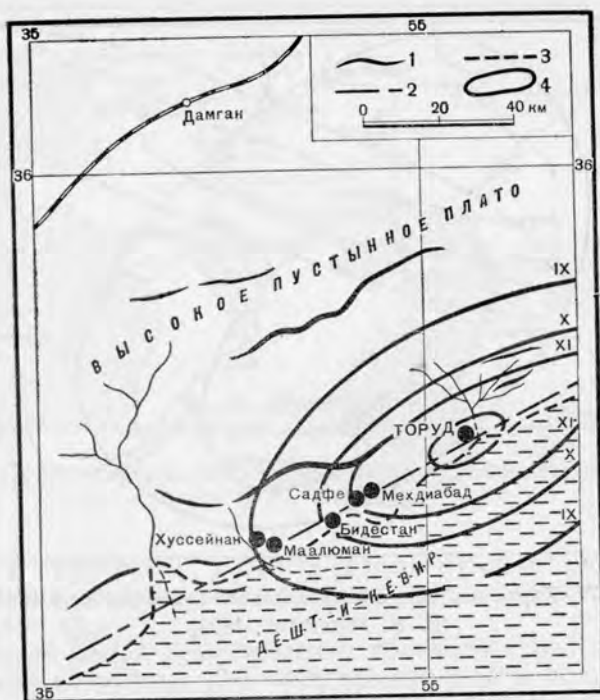


Рис. 77. Карта изосейст Торудского землетрясения 1953 г. По Абдальяну (Abdalian, 1953)

1 — простираание горных цепей; 2 — тектонические разрывы; 3 — граница депрессии Дешт-и-Кевир; 4 — сила землетрясения в баллах по шкале Фореля—Меркалли

С большой осторожностью можно высказать два предположения, объясняющие высокую сейсмичность рассматриваемой зоны. С одной стороны, можно допускать здесь существование крупного структурного шва (или ряда швов, кулисообразно подставляющих друг друга), отделяющего равнинные пространства пустыни Дешт-и-Кевир от расположенной севернее складчатой зоны. Однако, с другой стороны, можно предположить, что землетрясения связаны с формированием самих этих складок. В пользу второго предположения говорит расположение эпицентра землетрясения 18/XI 1948 г., определенного сетью сейсмических станций севернее предполагаемого шва, в северной части этой зоны. Силу его С. Л. Соловьев (1955) определяет в 7—8 баллов.

Так или иначе, но складчатая зона северной окраины пустыни Дешт-и-Кевир должна быть отнесена к высокосейсмичной зоне, значительно более активной, чем районы собственно южных предгорий Ала-Дага и Биналуда.

Сейсмо-геологические условия Большебалхано-Кубадагского антиклинория и северной части Закаспийской впадины

Второй высокосейсмичный район Туркмении, находящийся уже вне пределов собственно Туркмено-Хорасанских гор, расположен вдоль южной окраины Большебалхано-Кубадагского антиклинория. Именно здесь произошло одно из сильнейших землетрясений Средней Азии — Красноводское (9 июля 1895 г.). Здесь же располагается большая часть эпицент-



Рис. 78. Карта изосейст Краснодарского землетрясения 1895 г.
(И. В. Мушкетов, 1899)

ральной зоны другого сильного землетрясения — Казанджикского (5 ноября 1946 г.). Остановимся кратко на их описании.

Судя по описаниям И. К. Ивановского, приведенным И. В. Мушкетовым, а также по дополнениям последнего, эпицентр Краснодарского землетрясения находился вблизи берега Каспийского моря, между Краснодаром и о-вом Узун-Ада (севернее Челекена), от которого тогда начиналась Закаспийская железная дорога. Сила в эпицентре превышала 9 баллов. Область максимальных разрушений вытянута в виде эллипса с северо-запада на юго-восток от Краснодара до Малого Балхана (рис. 78). Размер плейстосейстовой области, как пишет Г. П. Горшков (1947, стр. 18), «если ее границей считать 8-балльную изосейсту, достигает 10 000 км²; область же чувствительных ударов вообще доходит едва ли не до 3 млн. км². Оно (землетрясение. — И. Р.) характерно обвалами в горах, трещинами в земле, нарушением деятельности источников, оползанием земляных масс, искривлением ж.-д. рельсов, погружением под уровень моря участков берега, гибелью построек и т. д.». Даже в таких удаленных пунктах, как Оренбург, Куйбышев и Сызрань, сила сотрясения достигала 5 баллов, в Баку и Гурьеве — 6 баллов, в Астрахани — 6—7 баллов.

Огромные размеры площади сотрясения заставляют оценивать глубину очага этого удара как значительную, вероятно, ниже земной коры.

Касаясь вопроса о связи землетрясения с геологическими особенностями района, Г. П. Горшков справедливо отмечал, что, несмотря на большую глубину очага, «логично и вполне допустимо искать генетическую зависимость между подвижками больших структурных элементов коры в контакте Прикаспийской низменности и Краснодарского плато... и возникновением самого землетрясения» (там же, стр. 20).

Описание Казанджикского землетрясения 5 ноября 1946 г. приводится по данным автора, основанным как на собственных наблюдениях во всей центральной зоне землетрясения, так и по наблюдениям В. Т. Архангельского и Н. П. Луппова, проведенных ими непосредственно после толчка. Были использованы также некоторые другие данные (письма очевидцев),

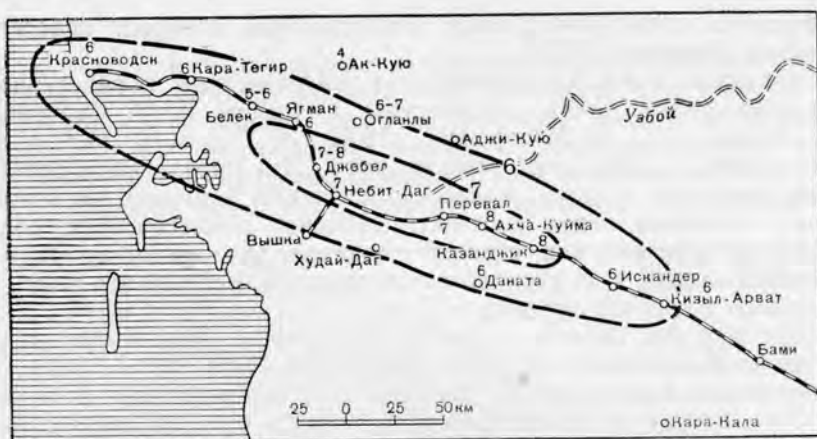


Рис. 79. Карта изосейст Казанджикского землетрясения (по И. А. Резанову)

хранящиеся в карточном каталоге Геофизического института, акты комиссии Казанджикского райисполкома, обследовавшей последствия землетрясения, и др.

С наибольшей силой землетрясение проявилось в Казанджике, где было полностью разрушено 12% всех зданий, а 59% получили сильные повреждения. Сила сотрясения в городе была не одинакова, — максимумом пострадала юго-западная часть. Учитывая качество построек (в большинстве из сырцового кирпича с плоскими крышами, засыпанными землей), силу землетрясения в Казанджике можно оценивать в 7—8 баллов, повышая до 8 баллов лишь в юго-западной части города.

Первоначально считалось, что эпицентральной зона землетрясения протягивается от Казанджика на востоке до Джебела на западе, причем в районе последнего наблюдалось усиление сотрясений по сравнению с некоторыми восточнее расположенными пунктами (Губин, 1954). Это дало возможность И. Е. Губину высказать предположение о наличии здесь двух самостоятельных очагов, связанных с различными тектоническими образованиями. Казанджикское землетрясение он связывал с зоной разрывов по северному склону Передового хребта западного Копет-Дага, протягивающейся отсюда далее на восток. Джебельский очаг И. Е. Губин связывал с подвижками по разломам вдоль южного склона Большого Балхана.

Новые данные о разрушениях, собранные мною в 1953 г. главным образом к западу от Джебела, позволяют значительно расширить область, захваченную землетрясением и предложить новую карту его изосейст (рис. 79).

Изолинии балльности Казанджикского землетрясения образуют эллипс, длинная ось которого проходит примерно по линии Красноводск — Кизыл-Арват. Изолиния 6-го балла в западной части территории проходит западнее Красноводска, где от землетрясения существенно пострадало несколько каменных зданий, а на востоке пересекает линию железной дороги восточнее Кизыл-Арвата. Северная граница шестибалльной зоны проводится через пункты Огланлы и Аджи-Кую, южная — через пункты Даната, Худай-Даг и в нескольких километрах к северу от населенного пункта Вышка. Область семибалльных сотрясений захватывает на западе район Небит-Дага, Джебела, а на востоке проходит восточнее Казанджика. В пределах семибалльной изосейсты имеются отдельные пункты

(Казанджик, Ахча-Куйма), сила землетрясений которых определяется в 8 баллов (Резанов, 1955).

Координаты очага Казанджикского землетрясения, определенного по инструментальным данным, приведены в работе Е. Ф. Саваренского, Н. А. Линден и С. И. Масарского (1953): $39,7^\circ$ с. ш. и $54,6^\circ$ в. д. при глубине очага в пределах земной коры. Это определение достаточно хорошо совпадает с теми макросейсмическими данными, на основании которых построена карта изосейст. Эпицентр землетрясения, согласно материалам сейсмических станций, попадает на восточное окончание Большого Балхана, т. е. располагается между изосейстой шестого и седьмого баллов на малой оси эллипса.

Таким образом, большая часть эпицентральной зоны Казанджикского землетрясения находится за пределами Копет-Дага, протягиваясь вдоль южного склона Большебалхано-Кубадагского антиклинория. Естественно, что в этом случае чрезвычайно трудно считать очаг землетрясения связанным с подвижками, происходившими в Копет-Даге. Поэтому нам представляется возможным допускать, что протяжение семибалльной изосейсты до Казанджика явилось результатом распространения сильных сотрясений по простиранию структур из более западных районов. В этом отношении интересно, что сила колебаний от Казанджика (где она достигала 8 баллов), убывала на восток чрезвычайно резко: уже в нескольких километрах восточнее города, в непосредственной близости от разлома «термальной» зоны, она не превышала 6 баллов (пункт Эрджара). Полагая, что очаг находился в Копет-Даге, мы не сможем предложить удовлетворительного объяснения столь быстрому ослаблению силы сотрясения к востоку, по простиранию тех структур, с которыми якобы был связан очаг, при одновременном распространении сильных колебаний на десятки километров к западу, в область иного тектонического устройства.

Следовательно, как и в случае с Красноводским землетрясением, во время Казанджикского удара сейсмически активной (притом опять с сильным проявлением) оказалась зона сочленения Большебалхано-Кубадагского антиклинория с Закаспийской впадиной. Необходимо только отметить, что если очаг Красноводского землетрясения располагался, по-видимому, ниже земной коры, то очаг Казанджикского удара был значительно более мелким, находясь в пределах земной коры.

Обращаясь к слабым землетрясениям, зарегистрированным в западной Туркмении в 1951—1952 гг. (см. рис. 76 и 80), мы убеждаемся, что большое их количество приходится на ту же зону, попадая в пределы Большого Балхана и его западного продолжения. Очень интересны в этом отношении наблюдения над самыми слабыми толчками, проводившимися с помощью особо высокочувствительной аппаратуры корреляционным методом изучения землетрясений (КМИЗ) (Гамбурцев и Гальперин, 1956). По этим наблюдениям, к западу от Джебеда эпицентры локализируются в четко выраженной узкой полосе — западо-северо-западного направления, очевидно, свидетельствуя о наличии здесь крупного разлома, не сказывающегося на поверхности. О большой глубине его заложения можно судить по тому, что очаги некоторых землетрясений располагаются на глубине до 40—45 км.

Задаваясь вопросом, чем может объясняться повышенная сейсмическая активность рассматриваемой зоны, следует прежде всего указать на то, что она приурочена к району сочленения двух крупных различных структурных комплексов — Большебалхано-Кубадагского антиклинория и Закаспийской впадины. В течение длительного геологического времени эти участки характеризовались различной историей развития и различными знаками движений, причем в третичное и четвертичное время про-

исходили преимущественно поднятия антиклинория с преимущественным опусканием Закаспийской впадины. Это позволяет предположить, что граница сочленения данных комплексов очень резкая; вероятно, она представляет собой зону разломов весьма глубокого заложения, что хорошо увязывается с представлениями о глубинах очагов этой зоны (рис. 81). Наличие более мелких очагов показывает, что подвижки по

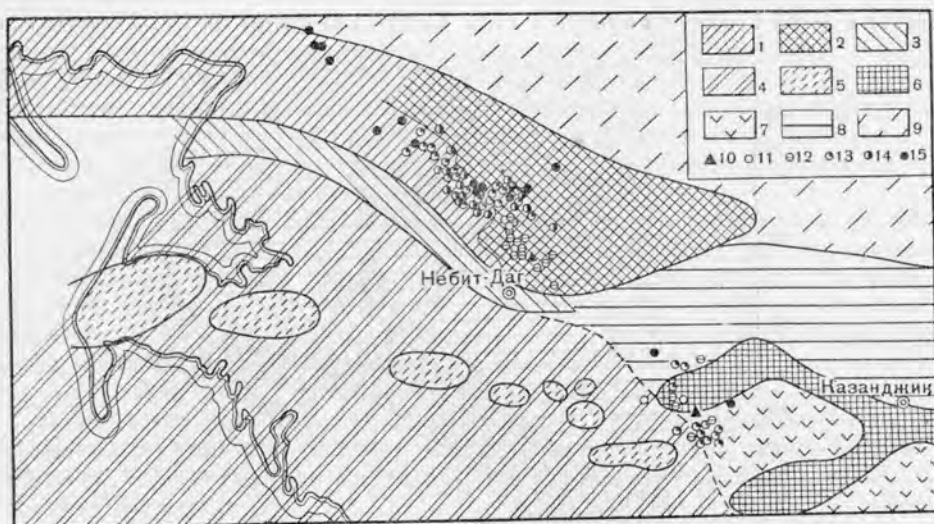


Рис. 80. Тектоническая схема части западной Туркмении и эпицентры слабых землетрясений, зарегистрированные высокочувствительными станциями КМИЗ

1 — Большая Балханская антиклиналь; 2 — наиболее приподнятая восточная ее часть (хр. Большой Балхан); 3 — подгорный склон антиклинория; 4 — Прибалханская впадина; 5 — куполовидные складки в пределах впадины; 6 — брахиантиклиналь западного Копет-Дага; 7 — синклинальные структуры западного Копет-Дага; 8 — Предкопетдагский прогиб; 9 — опущенные участки платформы; 10 — места расположения сейсмических станций. Глубина очагов: 11 — до 10 км; 12 — 10—20 км; 13 — 20—30 км; 14 — 30—40 км; 15 — более 40 км

этой зоне происходят на разных глубинах. К востоку, где резкость сочленения структур уменьшается, мы вправе допускать постепенное выклинивание зоны глубинных разломов. Сейсмическая активность к востоку быстро понижается.

Сейсмический район южной части Закаспийской впадины

О сейсмичности южного побережья Каспия и Горганской провинции можно сказать очень немного. За историческое время в Горгане (б. Астрабад), Мазендеране, Реште и других городах, расположенных вдоль северного склона Эльбурса, неоднократно происходили разрушительные землетрясения. Наиболее сильные из них зарегистрированы в 957 г., в 1851 г. (в Реште и Пехлеви, б. Энзели, сила 7—8 баллов), в 1890 и 1930 гг. в Горгане, в 1935 г. в провинции Мазендеран, когда пострадало 28 селений и погибло 500 человек.

Этот далеко не полный список говорит о высокой сейсмичности полосы северных предгорий Эльбурса. Приуроченность землетрясений к границе между обширной и глубокой Закаспийской впадиной и Эльбурсским мегантиклинорием позволяет связывать их с зоной сочленения указанных структурных комплексов. Резкие отличия последних и разные знаки харак-

теризующих их движений делают вероятным предположение о глубоком заложении разделяющей их зоны и об интенсивных подвижках по ней. Таким образом, для южного ограничения Закаспийской впадины мы предлагаем объяснение его высокой сейсмичности, принципиально близкое высказанному в отношении северного ограничения впадины при рассмотрении сейсмичности Прибалханского района.

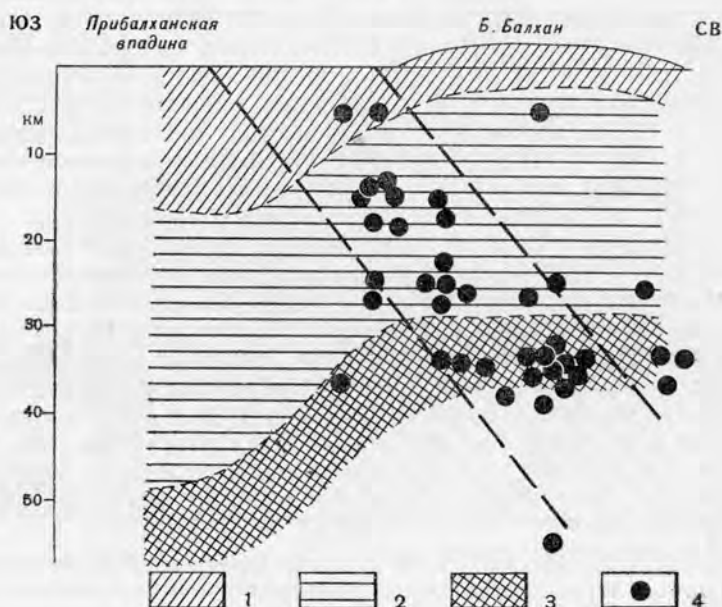


Рис. 81. Строение земной коры Большого Балхана и Прибалханской впадины по данным ГСЗ и эпицентры землетрясений (по С. С. Андрееву)

1 — мезозой и кайнозой; 2 — палеозой и более глубокие горизонты земной коры; 3 — подкорковый слой; 4 — эпицентры землетрясений

Сейсмогеологические условия платформенной части территории

Нам осталось очень кратко охарактеризовать сейсмогеологические условия некоторых платформенных районов, прилежащих с севера к Туркмено-Хорасанской складчатой области.

В целом юго-западная часть эпипалеозойской платформы, занимающая Кара-Кумы и Устюрт, слабо сейсмична. По данным Е. Ф. Саваренского, Н. А. Линден и С. И. Масарского (1953), здесь известны лишь единичные эпицентры, которые, согласно определениям С. Л. Соловьева (1955), имели незначительную силу. Исключение составляют только два района: южное побережье Кара-Богаз-Гола и район г. Мары.

Особенно высокой сейсмической активностью отличается район, прилежащий к южному побережью Кара-Богаз-Гола.

По данным телесеизмических станций, здесь известны три эпицентра, причем все они достаточно сильны. Землетрясение 1926 г. достигало, по-видимому, силы 6—7 баллов, а землетрясение 1938 г., вероятно, 7—8 баллов, как об этом можно судить по силе сотрясения в Красноводске

и на основании значений энергии этих землетрясений, которое указывает С. Л. Соловьев. Землетрясение 1938 г. ощущалось, например, в Красноводске, по данным Г. П. Горшкова (1947), с силой 5—6 баллов.

Эти немногочисленные, но достаточно убедительные данные указывают на очень высокую для платформы сейсмическую активность данного района. Я не могу предложить какого-либо объяснения концентрации в этом районе таких сильных очагов. По мнению Б. А. Петрушевского, повышенную сейсмичность северной части Красноводского полуострова следует связывать с происходящей ныне перестройкой древнего плана простирающихся складчатых палеозойских структур. Последние, по его мнению, имеют здесь юго-восточное простираие, тогда как более молодые, альпийские, структуры на южном берегу Кара-Богаз-Гола принимают широтное простираие. Восточнее же те и другие имеют одинаковое — юго-восточное — простираие.

В районе Мары разрушительные землетрясения не известны, но зарегистрированы довольно значительные толчки, причем, по описаниям Г. П. Горшкова (1947), один из них, происшедший в 1907 г., достигал силы 6 баллов, а может быть, и несколько большей; эпицентр его располагался, по-видимому, вблизи города (по свидетельству очевидцев толчок был направлен снизу; сильных удаленных землетрясений в этот день не было). Г. П. Горшков замечает по этому поводу (стр. 47): «Столь значительная концентрация очагов в таком невыразительном тектоническом районе — явление весьма редкое. Налицо заметная сейсмическая активность юго-восточных Кара-Кумов, активность, которая требует объяснения».

О некоторых закономерностях связи сейсмичности с геологическим строением на примере Туркмено-Хорасанских гор

Намечающиеся связи между геологическим строением и сейсмичностью в пределах складчатой области Туркмено-Хорасанских гор неоднозначны. Происходящие здесь землетрясения мы не можем связывать с каким-либо одним геологическим фактором. Общим для всей этой области является то, что возникающие в ней землетрясения обусловлены продолжающимся и еще не закончившимся развитием области, что, однако, еще не объясняет неравномерности распределения разрушительных ударов, приуроченных только к отдельным ее участкам, характеризующимся различным геологическим строением. Можно указать три группы геологических факторов, с которыми мы вправе связывать резкое повышение сейсмической активности.

Землетрясения, происходящие по окраинам Закаспийской впадины, как вдоль ее северного ограничения — Большебалхано-Кубадагского антиклинория, так и на юге — по северному склону Эльбурса, можно объяснять подвижками по зонам глубинных разломов, ограничивающим впадину от этих крупных структурных комплексов. История развития последних в течение длительного времени, так же как и направленность движений были различны (поднятия окраинных сооружений и опускания впадины), что предопределяет резкость зон их сочленения и делает возможным развитие по этим зонам многочисленных и значительных подвижек. Возможно, что такая же зона резкого сочленения обуславливает повышение сейсмичности на северной окраине пустыни Дешт-и-Кевир, по границе ее с расположенной севернее складчатой областью. Наконец, в известной мере движения по аналогичной зоне могут объяснять высокую сейсмическую активность Кучано-Мешхедского про-

гиба (сочленение Копетдагского и Аладаг-Биналудского мегантиклинориев).

По-видимому, подобные закономерности, заключающиеся в связи разрушительных землетрясений с зонами сочленения крупных структурных комплексов, характерны для участков сочленения платформ и геосинклинальных зон и крупных срединных массивов, платформ и участков активизированных платформ. Подобные закономерности установлены, например, для Тянь-Шаня (Петрушевский, 1955₂).

Эти объяснения лишь в очень незначительной степени применимы и к территории собственно Туркмено-Хорасанских гор, где участки высокой сейсмичности приходится связывать уже с иными геологическими особенностями. Здесь сильные землетрясения приурочены не к узким линейным зонам типа глубинных разломов, разграничивающим крупные структурные комплексы с разной направленностью движений, а к более широким тектоническим зонам, занимающим особое положение в общей структуре этой складчатой области.

Как было показано выше, сейсмическая активность Кучано-Мешхедского и Ашхабадского районов обусловлена различными причинами. В первом случае она связана с новейшим развитием молодого прогиба, возникшего в пределах ранее длительно приподнятой области Туркмено-Хорасанских гор, на границе двух крупных мегантиклинориев. В Ашхабадском районе высокая сейсмичность оказывается связанной с участком передового прогиба, претерпевшего структурное новейшее преобразование и испытавшего в послехвалынское время относительное поднятие.

При всем различии геологического строения и истории развития этих двух высокосейсмичных участков они обладают одной общей чертой: оба эти района являются специфичными участками в общей картине геотектонического развития Туркмено-Хорасанских гор. И в том, и в другом случае мы видим происходящую в новейшее время коренную перестройку древнего структурного плана.

Если исключить эти два района, то для остальной рассматриваемой области намечаются иные закономерности связи между сейсмическими и геологическими явлениями. Анализируя распределение слабых землетрясений Копетдагского мегантиклинория, мы видели, что наибольшее их количество располагается в центральной части этого сооружения, в пределах которой новейшие тектонические движения обладают наибольшей интенсивностью.

Помимо этого, повышенной сейсмической активностью обладают наиболее молодые тектонические зоны — передовой прогиб и образования, в известной мере близкие к нему по своему развитию, испытавшие в неогене крупные прогибания и интенсивную складчатость в послеакчагыльское время (Эззет-Карагезская зона).

Таким образом, в результате рассмотрения связей между сейсмичностью и геологическими явлениями на территории Туркмено-Хорасанских гор, мы можем констатировать, что районы наиболее высокой сейсмической активности приурочены здесь лишь к отдельным участкам, характеризующимся некоторыми определенными геологическими особенностями.

Эти особенности заключаются или в наличии резких, узких зон сочленения между крупными, различно построенными и различно движущимися структурными комплексами (северные склоны Эльбурса, Прибалханский район), или в наличии более широких зон, в пределах которых происходит перестройка ранее существовавшего структурного плана (Ашхабадский район). Наконец, имеются зоны (Кучано-Мешхедский район), в которых сочетаются обе эти особенности.

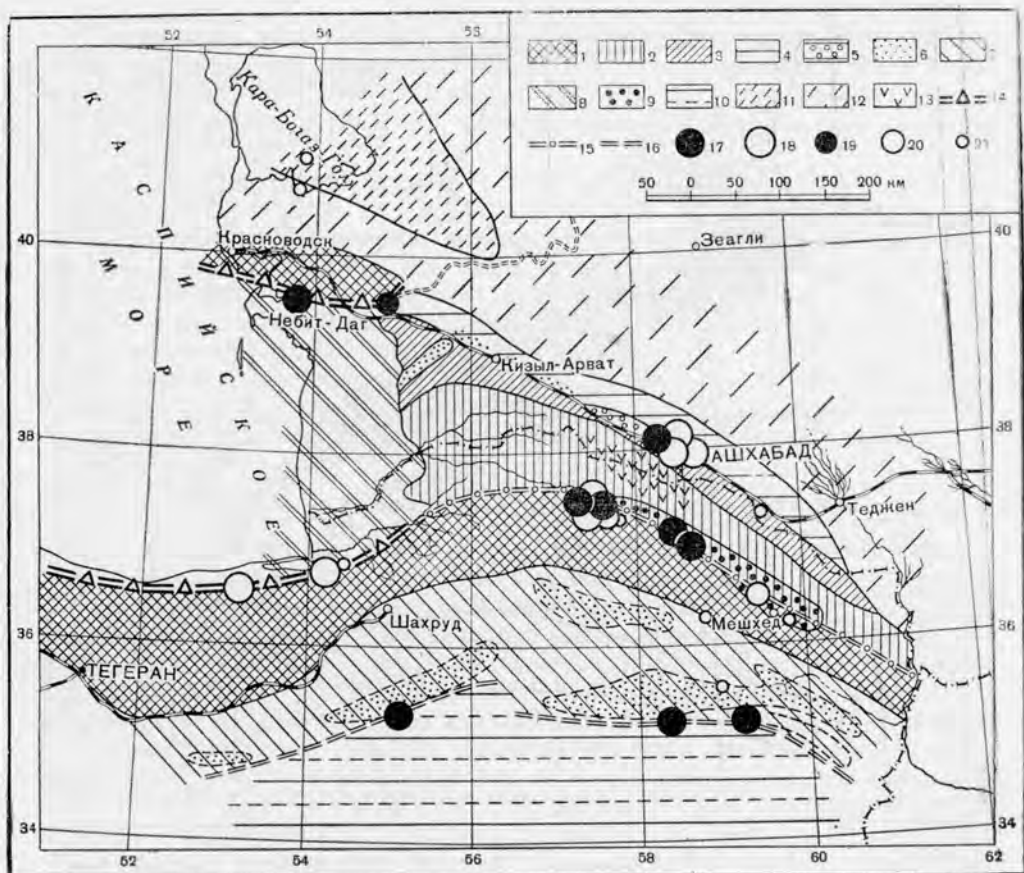


Рис. 82. Схема сопоставления эпицентров землетрясений Гуркмено-Хорасанских гор с некоторыми особенностями их геологического строения

1 — участки Эльбурского и Аладаг-Биалудского мегантиклинорий и Большеебалхано-Кубадагского антиклинория, испытавшие в неогене, а иногда и раньше интенсивные поднятия; 2 — Южно-Копетдагский антиклинорий, также испытавший поднятия в неогене, но отличающийся по истории развития от лежащего южнее Аладаг-Биалудского мегантиклинория; 3 — северо-западные и северо-восточные крылья Копетдагского мегантиклинория, испытавшие поднятия в плиоцене; 4 — наиболее глубокая часть Предкопетдагского прогиба; 5 — Ашхабадский участок Предкопетдагского прогиба, отличающийся по истории развития; в четвертичное время здесь начинается складчатость; 6 — участки развития интенсивной плиоценовой и четвертичной складчатости; 7 — складчатая зона северной окраины Дешт-и-Кевира (пунктиром показаны антиклинальные структуры в пределах этой зоны); 8 — Закаспийская впадина — область крупных неогеновых опусканий; 9 — Кучано-Мешхедский наложенный прогиб — зона значительных плиоценовых и четвертичных опусканий; 10 — область Дешт-и-Кевира, испытавшая опускания с неогена по настоящее время; 11 — участки эпигерцинской платформы, испытавшие в неогене некоторые поднятия; 12 — опущенные участки эпигерцинской платформы; 13 — участки Южно-Копетдагского антиклинория, захваченные наиболее интенсивными новейшими движениями; 14 — зона сочленения интенсивно погружающейся Закаспийской впадины и окружающих ее приподнятых крупных структурных единиц (структурный шов глубокого заложения); 15 — зона сочленения Аладаг-Биалудского и Копетдагского мегантиклинорий (древний структурный шов); 16 — показанный условно предполагаемый структурный шов между относительно приподнятой складчатой зоной северного Дешт-и-Кевира и собственно пустыней Дешт-и-Кевир, испытывающей погружение; 17 — эпицентры землетрясений силой 9–10 баллов; 18 — те же эпицентры, но нанесенные менее уверенно; 19 — эпицентры землетрясений силой 8 баллов; 20 — те же эпицентры, но нанесенные менее уверенно; 21 — эпицентры землетрясений силой 6–7 баллов, нанесенные с малой точностью в отношении положения эпицентра и силы землетрясения (землетрясения южного Эльбурса по схеме не нанесены).

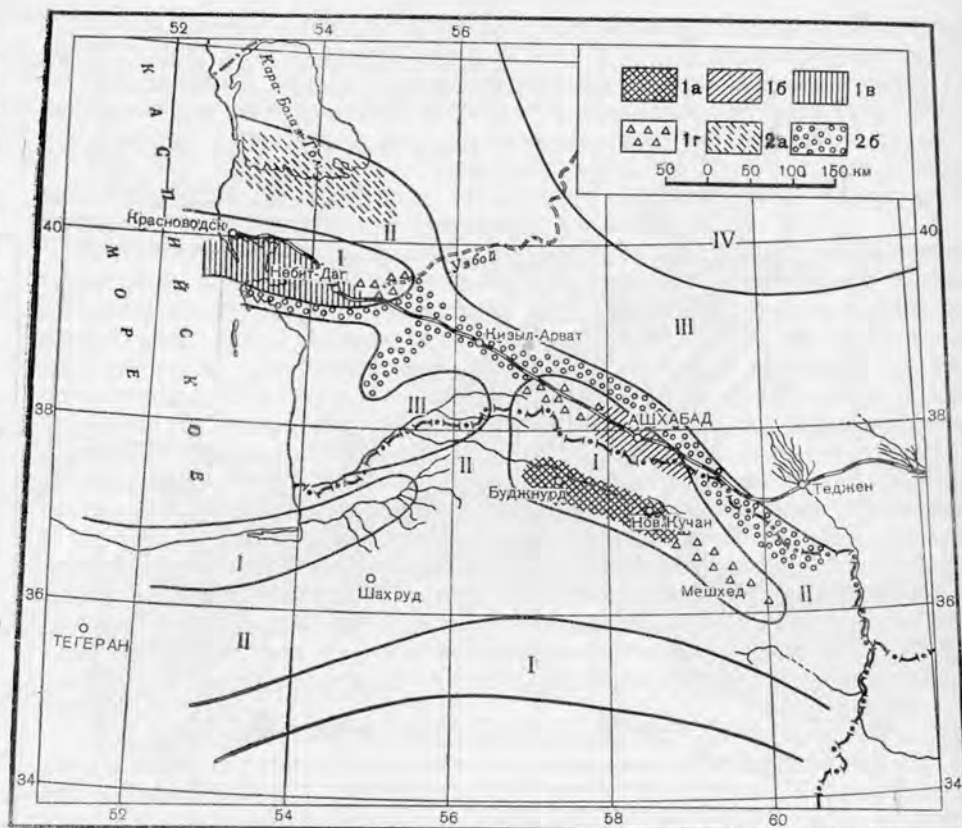


Рис. 83. Карта сейсмической активности Туркмении (геологический вариант карты сейсмического районирования)

Составлена Б. А. Петрушевским и И. А. Резановым

I — зона возникновения разрушительных землетрясений: *1a* — участки этой зоны, где разрушительные землетрясения происходили часто и где повторение их, по геологическим данным, вероятно; *1б* — участки, где разрушительные землетрясения происходили редко, но повторение их вероятно; *1в* — участки, где были разрушительные землетрясения, но о частоте которых мы ничего не знаем, и где повторение их вероятно; *1г* — участки, в которых разрушительные землетрясения не были зарегистрированы, но где они, по геологическим данным, вероятны; *II* — зона возникновения землетрясений средней силы; *2a* — участки, в пределах которых происходили землетрясения и где повторение их, по геологическим данным, вероятно; *2б* — участки, где землетрясения данной силы не зарегистрированы, но возможны в дальнейшем; *III* — зона возникновения редких и очень слабых землетрясений; *IV* — зона, практически асейсмичная

Повышение сейсмической активности фиксируется также в районах, отличающихся наибольшей интенсивностью неоген-четвертичных тектонических движений.

СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТУРКМЕНИИ

Составление карт сейсмического районирования понимается сейчас как комплексное геолого-геофизическое исследование. В настоящей работе вопросы сейсмичности освещены лишь под углом зрения их связи с геологической обстановкой. Поэтому мы считаем своей главной задачей дать геологический вариант карты сейсмического районирования, т. е. попытаться выделить на основании сейсмогеологических данных участки большей и меньшей вероятности возникновения землетрясений различной силы. Такую карту можно назвать картой сейсмической активности; на ее основании можно уже строить карту зон сотрясения различной силы.

Намеченные в предыдущей главе связи между некоторыми особенностями геологической обстановки и сейсмичностью мы попытались графически изобразить на рис. 82, где схематизированно показаны те особенности геологического строения, которые важны для понимания сейсмичности.

Эта карта позволяет подойти и к построению карты сейсмической активности, составленной Б. А. Петрушевским и мною (рис. 83). На ней показаны зоны, в которых возможно возникновение землетрясений указанной на карте максимальной силы. Мы выделили три такие зоны: *I* — разрушительных землетрясений (силой 9—10 баллов); *II* — более слабых землетрясений, которые лишь в отдельных случаях могут быть отчасти разрушительными (силой 7—8 баллов); *III* — слабых землетрясений (силой 6—7 баллов). Следующую (в нисходящем порядке) зону *IV* можно считать практически асейсмичной. Здесь, вероятно, очень редко возникают слабые землетрясения (силой не более 4—5 баллов).

Зона возникновения разрушительных землетрясений

В эту зону попадают Большебалхано-Кубадагский антиклинорий и полоса его сочленения с Закаспийской впадиной. Здесь произошло 9—10-балльное Красноводское и 8-балльное Казанджикское землетрясения. Поскольку зона сочленения указанных двух крупных, по-разному развивающихся и по-разному движущихся структурных единиц прослеживается вдоль южного ограничения всего Большебалхано-Кубадагского антиклинория, мы относим всю зону южной окраины последней к зоне *I*.

Второй участок, в пределах которого возможно возникновение разрушительных землетрясений, расположен в центральной части Туркмено-Хорасанских гор. Он образуется из слияния двух высокосейсмичных районов — Ашхабадского и Кучано-Мешхедского. Высокая сейсмичность Ашхабадского района, как было показано выше, объясняется некоторыми особенностями его строения и истории развития, в результате которых здесь только в четвертичное время проявились интенсивные тектонические движения и складкообразование. Эти же причины, по нашему мнению, вызывают и возникновение разрушительных землетрясений. Поскольку Ашхабадский участок предгорного прогиба протягивается до района Бахардена, мы считаем нужным весь этот район относить к зоне *I*.

Землетрясения Кучано-Мешхедского прогиба мы связываем с особенностями развития этого прогиба, заложившегося на границе между двумя различными крупными структурными комплексами — Копетдагским и Аладаг-Биналудским мегантиклинориями. Сочетание молодого наложенного прогиба, интенсивно развивавшегося в четвертичное время, и зоны сочленения двух различных по истории развития крупных структурных единиц обуславливает высокую сейсмическую активность данного участка. Мы распространяем его на площадь всего прогиба, хотя в районе Мешхеда 9—10-балльные разрушительные землетрясения не были зарегистрированы.

Зона *I* показана нами также по южному ограничению Закаспийской впадины, где она рисуется на основании таких же данных, как и вдоль северного ограничения впадины. Здесь отмечается сочленение приподнятого Эльбурского мегантиклинория с глубоко опущенной Закаспийской впадиной, на границе которых в отдельных пунктах происходили разрушительные землетрясения.

Наконец, к зоне *I* должна быть отнесена северная окраина пустыни Дешт-и-Кевир, на площади которой известны три разрушительных землетрясения. Внутри зоны *I* нами выделены участки, в пределах кото-

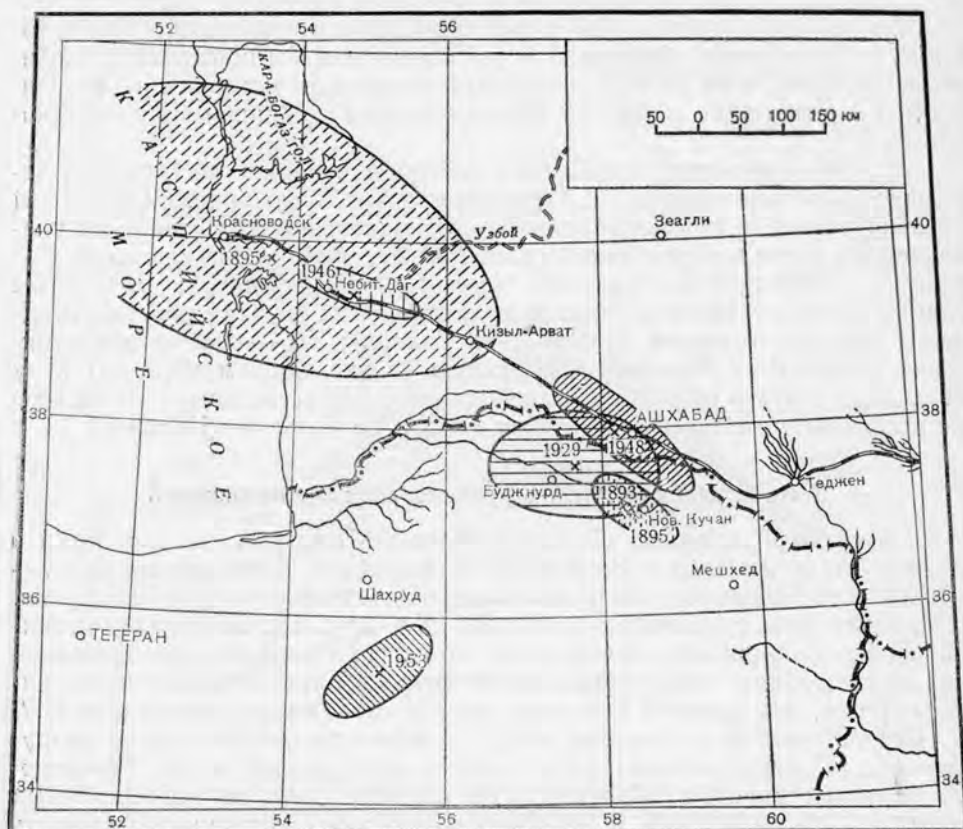


Рис. 84. Карта областей разрушения некоторых сильных землетрясений Туркмении и северного Ирана (изосейсты седьмого балла)

Прерывистыми линиями показаны предполагаемые области разрушения слабо изученных землетрясений; сплошными — области разрушений, нанесенные более уверенно для лучше изученных землетрясений; крестиком обозначен центр овала, рассматриваемый как эпицентр землетрясений по макросейсмическим данным

рых уже происходили и, по геологическим данным, наиболее вероятны в будущем разрушительные землетрясения. Здесь намечается несколько градаций в зависимости от частоты повторения (см. рис. 83, 1а-г).

Зона возникновения землетрясений средней силы

Эта зона показана на карте вдоль окраин зоны I, поскольку несомненно, что сейсмическая активность ослабевает постепенно и что по окраине высокосейсмичной зоны следует ожидать возникновения несколько более слабых землетрясений. Кроме того, зона II показана и на окраинных участках, сейсмическая активность которых, по геологическим данным, представляется меньшей, чем в зоне I.

К зоне II мы отнесли весь западный Копет-Даг, включая и Передовой хребет. Отсутствие здесь разрушительных землетрясений и весьма незначительное количество слабых толчков, в сочетании с геологическими данными, подробно рассмотренными в предыдущей главе, позволяют определенно говорить о меньшей сейсмической активности по сравнению с зоной I.

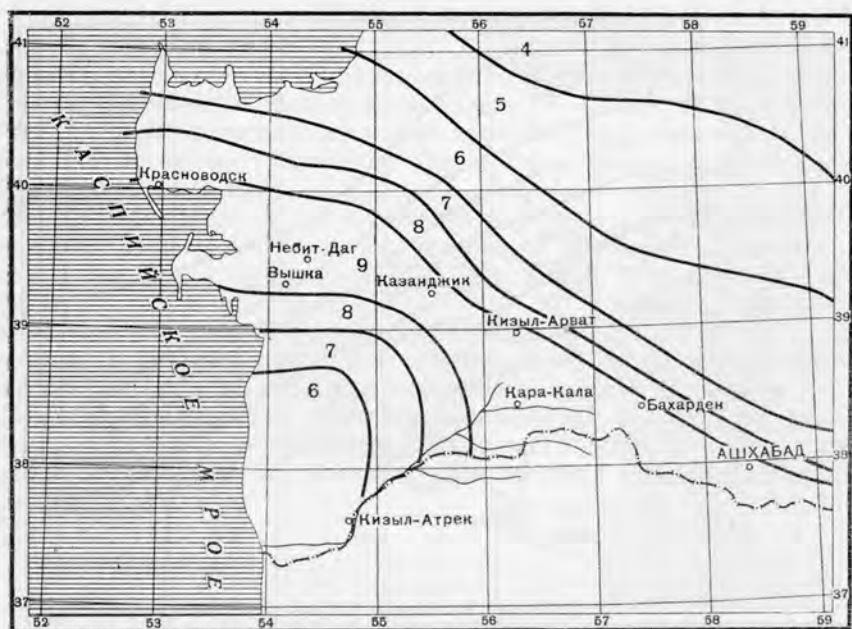


Рис. 85. Карта сейсмического районирования западной Туркмении

Составлена Г. П. Горшковым (1947)

Однако в пределах западного Копет-Дага условия не везде одинаковы. Эзет-Карагезскую дислоцированную зону и южную окраину Предкопетдагского передового прогиба, на площади которых происходило более или менее интенсивное послекачагыльское складкообразование и где известны эпицентры слабых землетрясений, установленные временными сейсмическими станциями Геофизического института, следует считать, по-видимому, сейсмически более опасными, чем остальную территорию этой зоны.

Указанные участки обозначены на карте знаком 2б.

Знаком 2а показан район северной части Красноводского полуострова, в пределах которого происходили довольно сильные землетрясения и где, судя по геологическим данным, повторение их в дальнейшем вероятно. Для суждения об их частоте материалов нет.

К зоне II отнесены также районы южной части Туркмено-Хорасанской складчатой системы. Землетрясения силой более 8 баллов здесь не установлены. Необходимо подчеркнуть, что относительно этой территории наши сведения весьма ограничены.

Зона возникновения слабых землетрясений

К этой зоне мы относим районы, в пределах которых сильные землетрясения не происходили, причем нет оснований, судя по геологическим данным, их ожидать. Сюда относятся районы низменных Кара-Кумов, северной части Туар-Кыра, Закаспийской впадины.

Севернее зоны III располагается практически асейсмичная зона, в пределах которой можно допускать возникновение очень редких и слабых (до 4—5 баллов) землетрясений.

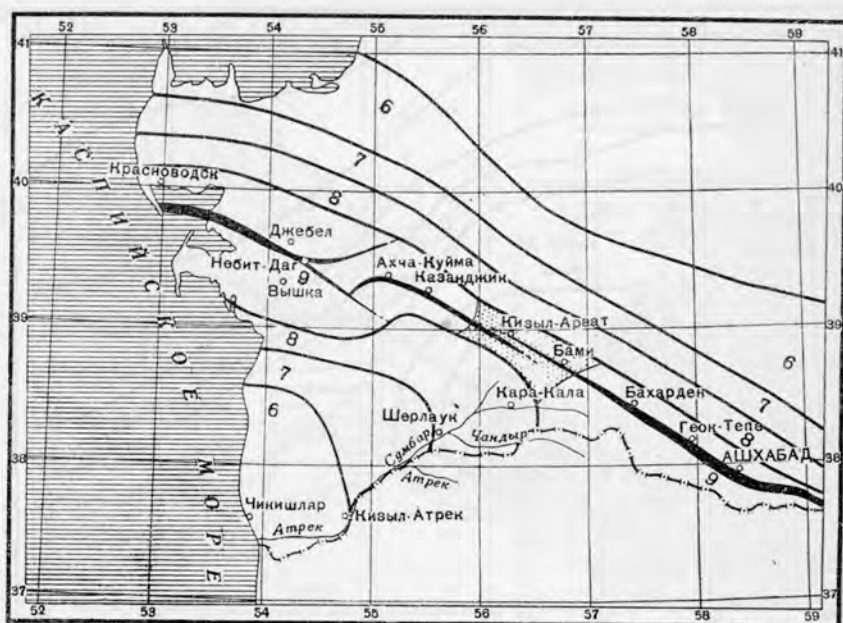


Рис. 86. Карта сейсмического районирования западной Туркмении, составленная Геофизическим институтом АН СССР (1953 г.)
Толстые черные линии показывают зоны сочленения крупных структурных комплексов; утоньшение линий говорит о меньшей контрастности их сочленения; крапом показана зона, где возникновения землетрясений силой 9 баллов наименее вероятно

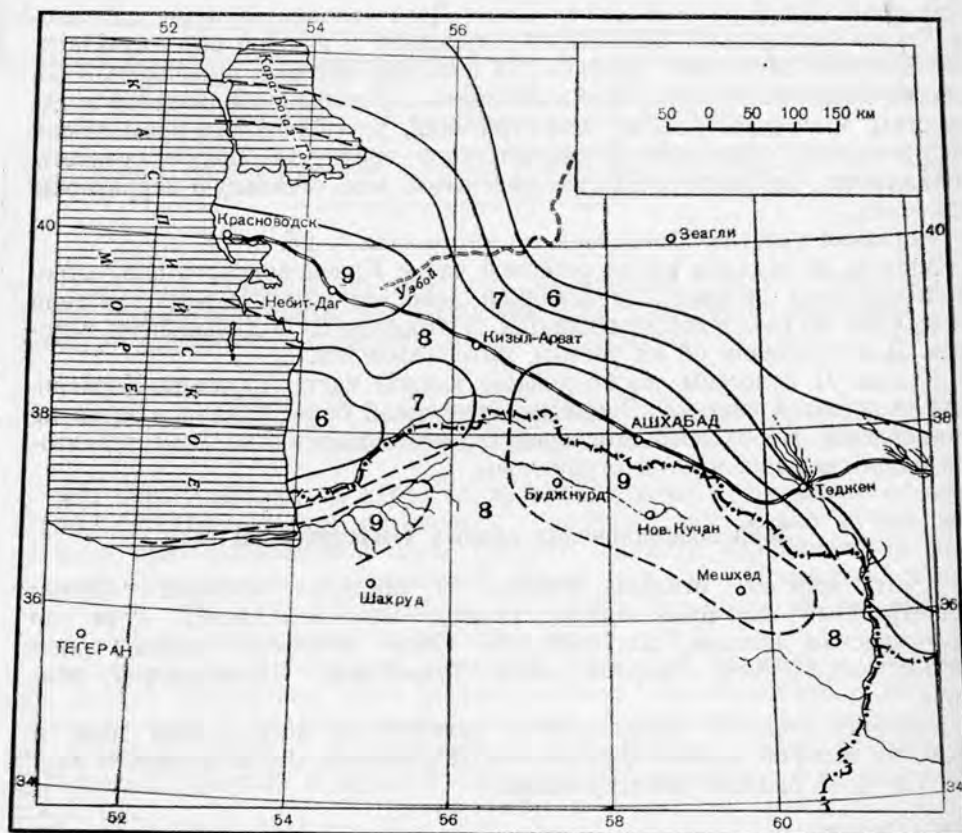


Рис. 87. Карта сейсмического районирования Туркмении.
Составлена Б. А. Петрушевским и И. А. Резановым (1955)
Цифрами показаны максимальная балльность ожидаемых землетрясений

Карта сейсмического районирования

На основании описанной карты сейсмической активности и карт изо-сейст разрушительных землетрясений (рис. 68—71, 80, 81, 84) Б. А. Петрушевским и мною предложен новый вариант карты сейсмического районирования, на которой показаны уже не зона возникновения землетрясений, а зоны сотрясений.

Перед нею помещены для сравнения другие карты сейсмического районирования Туркмении, а именно: последний по времени вариант карты, составленной Г. П. Горшковым (рис. 85); карта, составленная в 1953 г. Геофизическим институтом АН СССР (рис. 86) и утвержденная тогда же Советом по сейсмологии (эта карта опубликована в работе Б. А. Петрушевского, И. А. Резанова и В. А. Растворовой, 1954). При сравнении с ними предлагаемой ныне карты сейсмического районирования (рис. 87) выявляется ряд довольно значительных отличий в изображении многих участков. Ширина полос различной балльности нанесена с учетом данных о разрушительных землетрясениях, происшедших в рассматриваемой области.

ЛИТЕРАТУРА

- Агаларова Д. А. (1). Новые данные о возрасте сопочных брекчий грязевых вулканов юго-западной Туркмении. Изв. АН Туркм. ССР, 1954, № 5.
- Агаларова Д. А. (2). Акчагыльский ярус. Изв. АН Туркм. ССР, 1954, № 6.
- Агаларова Д. А. О физико-географических и биологических условиях понтического озера-моря. Тр. Ин-та геологии АН Туркм. ССР, 1956.
- Агаларова Д. А. и Али-Заде А. А. О понтических отложениях Туркменистана. Изв. АН Туркм. ССР, 1955, № 3.
- Агаларова Д. А., Кожевникова Г. Е. и Курылева А. М. Биомические условия акчагыльского моря. Изв. АН Туркм. ССР, 1955, № 3.
- Александров В. В. От Дойруна до долины Дивана (гидрогеологические исследования летом 1928 г. в Туркмении). Тр. ВГРО, вып. 170, 1932.
- Александров В. В. К геологической истории предгорий Парапамиза (Карабиль) и юго-восточных Кара-Кумов. Изв. Гос. геогр. о-ва, 1934, т. 66, № 3.
- Александров В. В. Душакские сернистые источники. К геологии юго-восточного Копет-Дага. Мат. ЦНИГРИ, вып. 2, 1938.
- Александров В. В. и Никшич И. И. Малый Балхан. Тр. ГГРУ, вып. 14, 1930.
- Али-Заде А. А. О присутствии апшеронских отложений на Данате и Малом Балхане. Изв. АН Туркм. ССР, 1952, № 6.
- Али-Заде А. А. О континентальных отложениях юго-западной Туркмении. Изв. АН Туркм. ССР, 1953, № 5.
- Али-Заде А. А. (1). Об одной высокой террасе хвалынского моря на Боя-Даге. Изв. АН Туркм. ССР, 1954, № 3.
- Али-Заде А. А. (2). О присутствии понтических отложений в Прикаспийской низменности юго-западного Туркменистана. ДАН СССР, 1954, т. 97, № 6.
- Али-Заде А. А. Об акчагыльских отложениях западных Кара-Кумов. Изв. Туркм. ССР, 1955, № 2.
- Али-Заде А. А. и Машрыков К. К. О диапиризме складок Прибалханского района. Изв. Туркм. ФАН, 1951, № 3.
- Андреев С. С. Глубинное строение и сейсмичность юго-западной Туркмении. Автореферат диссертации. Изд. АН СССР, 1953.
- Андреев С. С., Масарский С. И., Рустанович Д. Н. и Харин Д. А. Исследование слабых землетрясений юго-западной Туркмении. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1954, № 2.
- Андрусов Н. И. Материалы для геологии Закаспийской области, ч. I. Красноводский полуостров, Большой и Малый Балхан, Джанак, Устюрт. Тр. Арало-Касп. экп., вып. 7, 1905 (прилож. к Трудам СПб. о-ва естествоиспытателей).
- Андрусов Н. И. Апшеронский ярус. Тр. Геолкома, нов. сер., 1923, вып. 110.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. I. Геологическое строение СССР и его отношение к строению остальной поверхности Земли. ГОНТИ, 1941.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В., Павловский Е. В., Херасков Н. П. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. Изд. АН СССР, 1937.
- Баранова А. И. (1). О морфологии долин временных водотоков в предгорьях западного Копет-Дага на примере долины Гяурли (юго-западная Туркмения). Тр. Лаборатории аэрометодов, т. V, 1956.
- Баранова А. И. (2). К истории Каспийского моря в хвалынское время. Тр. Лаборатории аэрометодов, т. V, 1956.
- Белоусов В. В. Большой Кавказ, ч. I—III. Тр. ЦНИГРИ, вып. 108, 121, 126, 1938—1940.
- Белоусов В. В. (1). Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.

- Белоусов В. В. (2). К вопросу о методах сейсмического районирования. Изв. АН СССР, сер. геофиз. 1954, № 3.
- Белоусов В. В. и Гзовский М. В. Тектонические условия и механизм возникновения землетрясений. Тр. Геофиз. ин-та, № 25(152), 1954.
- Белоусов В. В., Горшков Г. П. и Петрушевский Б. А. По поводу статьи И. Е. Губина «О сейсмическом районировании юго-западной Туркмении». Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1954, № 5.
- Богданович К. И. Орогеологические наблюдения в нагорной части Закаспийской области и в северной Персии. Изв. Геолкома, т. 6, 1887.
- Богданович К. И. Несколько слов об орографии и геологии северной Персии. Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 26, 1888.
- Богданович К. И. К геологии Средней Азии. Зап. мин. о-ва, 2-ая серия, ч. 26, 1890.
- Бончковский В. Ф. Землетрясение в Ашхабаде. Вестн. АН СССР, 1948, № 12.
- Бутовская Е. М. и Коваленко Я. Г. Особенности карты изосейст Ашхабадского землетрясения 5—6 октября 1948 г. и деформации земной поверхности в районе Ашхабада по данным нивелировок 1942—1952 гг. Метеорология и гидрология в Узбекистане. Изд. АН Узб. ССР, 1955.
- Варенцов М. И. Нефтяные месторождения Туркмении. Тр. XVII сессии Межд. геол. конгр., т. 4. Госолтехиздат, 1940.
- Варенцов М. И. и Суворов П. Г. Геологическое строение системы Копетдагских гор. Сборн. «Геология Средней Азии». Итоги Среднеазиатской экспедиции за 1937 г. М., 1940.
- Васильевский П. М. Гидрогеологические исследования Большого Балхана. Тр. ВГРО, вып. 192, 1932.
- Васильевский П. М., Данов А. В. и Никшич И. И. Геологический очерк Туркмении. «Туркмения», т. 2, Изд. АН СССР, 1929.
- Вебер В. и Калицкий К. П. Челекен. Тр. Геолкома, нов. сер., вып. 63, 1911.
- Великовская Е. М. К вопросу о происхождении основных форм рельефа Копет-Дага. «Вопросы географии», сб. 4, 1947.
- Вистелиус А. Б. Минеральные ассоциации и характерные парагенезисы апт-сеноманской терригенной толщи Закаспия. ДАН СССР, 1954, т. 97, № 3.
- Вистелиус А. Б., Миклухо-Маклай А. Д. и Рябинин В. Н. Девонские известняки из красноцветной толщи Туар-Кыра. ДАН СССР, 1953, т. 90, № 2.
- Вялов О. С. О проявлении андийской фазы складчатости в западной Туркмении. Изв. ВГРО, вып. 88, 1932.
- Вялов О. С. Краткое описание островов Балханского залива. ДАН СССР, 1940, т. 28, № 8.
- Вялов О. С. (1). Типы разрезов палеогена Туркмении. ДАН СССР, 1947, т. 56, № 4.
- Вялов О. С. (2). Сопоставление разрезов палеогена Туркмении с Кавказом и Средней Азией. Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 3.
- Вялов О. С. Краткий очерк палеогеографии Туркмении в нижнетретичное время. БМОИП, 1951, № 1.
- Вялов О. С. Палеоген Ашхабадского типа. БМОИП, 1952, № 2.
- Вялов О. С. Палеоген южного побережья Кара-Богаз-Гола. Тр. Ин-та геологии АН Туркм. ССР, 1956.
- Вялов О. С. и Луппов Н. П. Новые данные по стратиграфии палеогена западной Туркмении. ДАН СССР, 1945, т. 50.
- Гавеман Б. Копетдагское землетрясение 1 мая 1929 г. «Метеорологический вестник», 1929, № 6.
- Гамбурцев Г. А., Вейцман П. С. и Тулина Ю. В. Строение земной коры в районе северного Тянь-Шаня по данным глубинного сейсмического зондирования. ДАН СССР, 1955, т. 105, № 1.
- Гамбурцев Г. А. и Гальперин Е. И. Результаты исследований слабых местных землетрясений юго-западной Туркмении корреляционным методом (КМИЗ). Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1956, № 10.
- Герасимов И. П. Главные моменты палеогеографии западной Туркмении во вторую половину четвертичного периода. «Пробл. физ. геогр.», вып. 5, 1938.
- Гзелишвили И. А. и Сафарян А. Н. Влияние микрогеологии на сейсмичность сооружений по данным Ашхабадского землетрясения 5—6 октября 1948 г. Тр. Ин-та горного дела АН Груз. ССР, т. III, 1955.
- Гзовский М. В. Некоторые особенности колебательных движений в геосинклиналях. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 6.
- Гзовский М. В. Соотношение между тектоническими разрывами и напряжениями в земной коре. «Разведка и охрана недр», 1956, № 11.
- Глазунова Е. А. О подразделении альба Копет-Дага. Изв. Туркм. ФАН, 1949, № 1.
- Годия Ю. Н. Геофизические исследования на территории Туркменской ССР. Изв. Туркм. ФАН, 1944, № 2—3.
- Годия Ю. Н. Глубинная тектоника Прикаспийской низменности (по геофизическим данным). Геология СССР, т. XXII. Госгеолтехиздат, 1957.

- Голубятников Д. В. Нефтяные месторождения в северной Персии. «Нефт. и сланц. х-во», 1921, № 9—12.
- Горин В. А. Каспийская тектоническая впадина. Тр. Ин-та геол. АН Аз.ССР, т. 15, 1954.
- Горшков Г. П. Каталог землетрясений Туркменской ССР. Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР, № 95, 1941.
- Горшков Г. П. Сейсмическое районирование Туркмении. Изв. Туркм. ФАН, 1945, № 2.
- Горшков Г. П. Землетрясения Туркмении. Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР, № 122, 1947.
- Горшков Г. П. Землетрясения на территории Советского Союза. Географиздат, 1949.
- Горшков Г. П. Землетрясения Туркмении. Геология СССР, т. XXII. Госгеолтехиздат, 1957.
- Горшков Г. П. и Костенко Н. П. К методике изучения неотектонических движений в связи с сейсмичностью. Вестн. Моск. ун-та, 1953, № 10.
- Горшков Г. П. и др. Карта сейсмического районирования территории СССР. Приложение к положению по строительству в сейсмических районах (ПСП 101-51). Гос. изд. лит-ры по строительству и архитектуре, 1951.
- Граве М. К. Северная подгорная равнина Копет-Дага и ее соотношение с южной частью низменных Кара-Кумов. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 62, 1954.
- Граве М. К. Признаки новейших тектонических движений на подгорной равнине Копет-Дага. Вопросы геоморфологии и палеогеографии Азии. Изд. АН СССР, 1955.
- Губин И. Е. Сейсмотектонический метод сейсмического районирования. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 13 (140), 1950.
- Губин И. Е. О сейсмическом районировании юго-западной Туркмении. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1954, № 3.
- Данов А. В. Геологические исследования в районе Каракумского серного месторождения. Тр. ГГРУ, вып. 35, 1931.
- Данов А. В. Геологическая изученность Туркменской ССР. Проблемы Туркмении. Тр. I конф. по изучению произв. сил Туркм. ССР, т. IV. Изд. АН СССР, 1934.
- Данов А. В. Геология Туркменской ССР за 20 лет (1924—1944). Изв. Туркм. ФАН, 1944, № 2—3.
- Двали М. Ф., Лебедев Г. А. и Никитюк Л. А. Геологические и гидрогеологические исследования Красноводского полуострова. Тр. ВГРО, вып. 179, 1932.
- Ильина А. П. и Луппов Н. П. О присутствии апшеронских отложений на Красноводском полуострове. ДАН СССР, 1945, т. 50.
- Калицкий К. П. (1). Нефтяная гора. Тр. Геолкома, 1914, нов. сер., вып. 95.
- Калицкий К. П. (2). Кум-Даг и Монжуклы. Изв. Геолкома, 1914, т. 33, № 10.
- Калицкий К. П. (3). О Чикишлярском газоносном районе. Изв. Геолкома, 1914, т. 33, № 10.
- Калицкий К. П. Закаспийская область. «Нефт. и сланц. хоз-во», 1922, № 7—8.
- Калугин П. И. Схема тектоники Передового хребта Копет-Дага. Тр. Туркм. ФАН, вып. 2, 1942.
- Калугин П. И. О диагональных разрывах Центрального Копет-Дага. Тр. Туркм. геол. упр., № 1, 1945.
- Калугин П. И. К схеме тектоники Копет-Дага. Изв. АН Туркм.ССР, 1955, № 2.
- Калугин П. И. Основные черты тектоники Копет-Дага. Тр. Ин-та геологии АН Туркм.ССР, т. I, 1956.
- Каляев Г. И. Тектоника Арчман-Нухурского района хр. Копет-Даг. Тр. Туркм. геол. упр., № 1, 1945.
- Каляев Г. И. Дизъюнктивная тектоника Копет-Дага и ее связь со складчатыми структурами. Госгеолиздат, 1946.
- Каляев Г. И. Геоморфология горных областей. Копет-Даг. Геология СССР, т. XXII, Госгеолтехиздат, 1947.
- Кесь А. С. Происхождение Узоя. Изв. АН СССР, сер. геогр., 1954, № 1.
- Кейлис-Борок В. И., Гоцадзе О. Д., Кухтинова Т. И., Малиновская Л. Н., Коган С. Д., Кириллова И. В. и Сорский А. А. Исследование дислокаций в очагах землетрясений. Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, № 41, 1957.
- Кипарисова Л. Д. и Курбатов В. С. О наличии триасовых отложений в Туар-Кыре. Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 6.
- Кирста Б. Т. Мелкие реки северного склона Копет-Дага и влияние землетрясений на них. Изв. Туркм. ФАН, 1949, № 4.
- Ковалевский С. А. Нефтяные и газовые месторождения в Туркмении. Азнефтеиздат, 1934.
- Ковалевский С. А. Грязевые вулканы южного Прикаспия (Азербайджана и Туркмении). Азгостептехиздат, 1940.
- Колесников В. П. (1). Средний миоцен Закаспийского края. Изв. АН СССР, сер. геол., 1936, № 2—3.
- Колесников В. П. (2). К изучению ачкагельского яруса. Изв. АН СССР, сер. геол., 1936, № 6.

- Колесников В. П. Акчагыльские и апшеронские моллюски. Палеонтология СССР, т. X, ч. III, вып. 12. Изд. АН СССР, 1940.
- Колесников В. П. К геологической истории северной части Красноводского плато. Сборн. памяти акад. А. Д. Архангельского. Изд. АН СССР, 1951.
- Косминская И. П. и Тулина Ю. В. Опыт применения метода глубинного сейсмического зондирования для изучения строения земной коры некоторых районов западной Туркмении. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1957, № 7.
- Косыгин А. И. (1). Газовые вулканы Чикишлярского района. Тр. НГРИ, сер. Б., вып. 64, 1935.
- Косыгин А. И. (2). Наблюдения в 1932 г. в Чикишлярском районе. Тр. НГРИ, сер. Б., вып. 64, 1935.
- Крымгольц Г. Я. О возрасте наиболее древних отложений, обнажающихся в Большом Балхане. ДАН СССР, 1950, т. 75, № 1.
- Крымгольц Р. Я. и Шведов Г. В. К вопросу о корнях грязевых вулканов Закаспийской области. ДАН СССР, 1947, т. 58, № 7.
- Куний В. Н. О структуре низменных Кара-Кумов. ДАН СССР, 1946, т. 51, № 9.
- Курбатов В. С. К вопросу о возрасте и строении ядра Туаркырской антиклинали. Тр. Ин-та геологии АН Туркм.ССР, 1956.
- Леонтьев Л. Н. О характере тектонического сопряжения Копет-Дага и Кара-Кумов. БМОИП, 1953, № 5.
- Либрович Л. С. К геологии северной Персии. Геол. вестник, т. 4, 1918—1921.
- Луппов Н. П. Геологическое строение северо-восточной части Красноводского района Туркменской ССР. Изв. ГГРУ, 1931, т. 50, вып. 54.
- Луппов Н. П. Геологический очерк Восточно-Карабугазского района по исследованиям 1920 и 1930 гг. Тр. ВГРО, вып. 269, 1932.
- Луппов Н. П. К палеогеографии среднеазиатской части СССР в нижнемеловую эпоху. Изв. АН СССР, сер. геол., 1938, № 3.
- Луппов Н. П. (1). К геологии окрестностей Красноводска. БМОИП, 1945, № 3—4.
- Луппов Н. П. (2). Новые данные по геологии Кара-Кумов в связи с глубоким бурением в районе Серных бугров. «Советская геология», 1945, № 5.
- Луппов Н. П. Геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000 и объяснительная записка к ней, лист К-40 (Нукус). Госгеолиздат, 1946.
- Луппов Н. П. Основные черты геологической структуры района Большой Балхан — Куба-Даг и история ее тектонического развития. Изв. АН Туркм. ССР, 1952, № 4.
- Луппов Н. П. История геологического развития территории Туркменской ССР. Тр. Ин-та геологии АН Туркм. ССР, 1956.
- Луппов Н. П. и Эберзин А. Г. О присутствии апшеронских отложений в Сарыкамышской и Аральской впадинах. ДАН СССР, 1945, т. 50.
- Максимович Г. А. О грязевых вулканах, образующихся при землетрясениях. Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 5.
- Малиновская Л. Н. Характеристика очагов юго-западной Туркмении. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1955, № 1.
- Масарский С. И. Эпицентральный зона повторных толчков Ашхабадского землетрясения. ДАН СССР, 1950, т. 74, № 3.
- Машрыков К. К. История и итоги геологических исследований Туркменистана. Изв. Туркм. ФАН, 1951, № 1.
- Машрыков К. К. К тектонике Большого Балхана. Изв. АН Туркм.ССР, 1952, № 5.
- Машрыков К. К. История тектонического развития Туаркыра. Изв. АН Туркм. ССР, 1955, № 2.
- Машрыков К. К. Магматические породы западного Туркменистана и проблема их возраста. Тр. Ин-та геологии АН Туркм. ССР, 1956.
- Медведев С. В. Сейсмическое микрорайонирование городов. Тр. Геофиз. ин-та, № 3а. Ашхабад, 1950.
- Медведев С. В. О сейсмометрических наблюдениях в Ашхабадской зоне. Бюлл. Совета по сейсмол., 1955, № 1.
- Мирошниченко В. П. Новые данные по тектонике центрального Копет-Дага. Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1937, т. XI, вып. 1.
- Мирошниченко В. П. Об особом типе складчатости, установленном в Арчман-Нухурском районе хребта Копет-Даг Туркм.ССР. Зап. Мин. о-ва, 1938, ч. 67, № 1.
- Мирошниченко В. П. Геологическое строение северо-восточного Хорасана. Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 4.
- Мирошниченко В. П. Явления грязевого вулканизма при Ашхабадском землетрясении в октябре¹ 1948 г. Изв. АН СССР, сер. геол., 1951, № 5.
- Мирошниченко В. П. Опыт разработки и применения аэрометодов для изучения новейших и современных тектонических движений в пределах предгорных равнин аккумулятивного типа. Тр. Лаборатории аэрометодов АН СССР, т. III, 1954.

¹ В статье ошибочно указан август, а не октябрь.

- Муратов М. В. Основные структурные элементы альпийской геосинклинальной области юга СССР и некоторых сопредельных стран. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 1.
- Муратов М. В. (1). Тектоническая структура западной Туркмении и положение Большого Балхана. Вопросы геологии Азии, т. II. Изд. АН СССР, 1955.
- Муратов М. В. (2). Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа. «Советская геология», 1955, № 48.
- Мушкетов Д. И. Сейсмическое районирование Средней Азии. Тр. Сейсмод. ин-та АН СССР, № 34, вып. 2, 1933.
- Мушкетов Д. И. Сейсмичность Туркменистана. Сб. «Проблемы Туркмении». Тр. I конф. по изуч. произв. сил. Туркм.ССР, т. I, 1934.
- Мушкетов И. В. (редактор). Материалы для изучения землетрясений России; I приложение к т. 28 Изв. Русск. геогр. о-ва (1891); II приложение к т. 35 Изв. Русск. геогр. о-ва (1899).
- Мушкетов И. В. и Орлов А. П. Каталог землетрясений Российской империи. Зап. Русск. геогр. о-ва, т. XXVI, 1893.
- Назаревский Н. В. Копетдагская катастрофа. «Туркменоведение», 1930, № 2—3. Ашхабад.
- Назаревский Н. В. Гермабское землетрясение 1 мая 1929 г. БМОИП, 1932, № 1.
- Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана. Туркпечать, 1926.
- Наливкин Д. В. Предгорный прогиб Копет-Дага. Изв. Туркм. ФАН СССР, 1951, № 3.
- Наливкин Д. В. и Луппов Н. П. Палеозой Туаркырской антиклинали. Изв. АН СССР, сер. геол., 1936, № 4.
- Нацкий А. Д. Геологический очерк Данатинской антиклинали. Изв. Геолкома, 1915, т. 34, № 7.
- Нацкий А. Д. Геологический очерк Малого Балхана по исследованиям в 1914 и 1916 гг. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 4, 1916.
- Невеская Л. А. К биостратиграфии морских четвертичных отложений Туркмении. БМОИП, 1956, № 3.
- Невеская Л. А. К биостратиграфии сарматских отложений северного Прикарабугазья. ДАН СССР, 1954, т. 97, № 2.
- Никшич И. И. Копет-Даг. Изд. Туркводхоза, 1924.
- Никшич И. И. (1). От Кызыл-Арвата до ст. Арчман. Мат. по гидрогеол., вып. 3. Упр. водн. хоз. Ср. Азии, 1926.
- Никшич И. И. (2). От Багира до ст. Артык. Мат. по гидрогеол., вып. 4. Упр. водн. хоз. Ср. Азии, 1926.
- Никшич И. И. (3). Ягманское каменноугольное месторождение. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 114, 1926.
- Никшич И. И. От ст. Казанджик до колодцев Куйляр. Тр. ГГРУ, вып. 25, 1931.
- Никшич И. И. Бассейн рек Сумбар и Чандыр. Тр. ВГРО, вып. 174, 1932.
- Никшич И. И. и Огнев В. Н. Джебельские источники. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 78, 1928.
- Овчинников А. М. Основные черты геологического строения Демавендского района (сев. Персия). БМОИП, 1930, № 3—4.
- Огнев В. Н. Геологический очерк Бадхыза. Тр. ВГРО, вып. 266, 1932.
- Огнев В. Н. От Ала-Дага до Сундзо. Тр. ВГРО, вып. 247, 1933.
- Огнев В. Н. (1). Тектоника Туркменской ССР. Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгр., т. 2, 1937.
- Огнев В. Н. (2). О покровных структурах в Копет-Даге. «Проблемы советской геологии», 1937, № 9.
- Огнев В. Н. Параллелизация неогеновых отложений Туркменской ССР. «Советская геология», 1938, № 6.
- Петрушевский Б. А. Палеогеография и тектоника Афганистана и Таджикистана. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 8, 1940.
- Петрушевский Б. А. (1). Значение геологических явлений при сейсмическом районировании. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 28, 1955.
- Петрушевский Б. А. (2). Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань (История развития в мезозойское и кайнозойское время и вопросы сейсмичности). Изд. АН СССР, 1955.
- Петрушевский Б. А. О структурном положении Большого Балхана. Тр. совещания по тектонике альпийской геосинкл. обл. Юга СССР. Баку, 1956.
- Петрушевский Б. А. К вопросу о происхождении куполовидных складок Прибалханского района. Тр. Ин-та геологии АН Туркм.ССР, 1956.
- Петрушевский Б. А., Резанов И. А. и Растворова В. А. (1). К сейсмогеологической характеристике западной Туркмении. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1954, № 2.
- Петрушевский Б. А., Резанов И. А., Растворова В. А. и Леонов Н. Н. (2). О тектонике западной Туркмении. БМОИП, 1954, № 4.

- Петрушевский Б. А. и Резанов И. А. К вопросу о надвигах западного Копет-Дага. БМОИП, 1958, № 1.
- Попов Г. И. Апшеронские отложения Ала-Дага. ДАН СССР, 1955, т. 103, № 4.
- Попов Г. И. Апшеронский ярус юго-западной Туркмении. Тр. Ин-та геологии АН Туркм.ССР, 1956.
- Полов В. В. К вопросу о сейсмичности побережья Каспийского моря. «Природа», 1940, № 7.
- Порфирьев В. Б. Нефтяное месторождение Боя-Даг — Сыртланли и проблемы его разведки. Тр. НГРИ, сер. Б, вып. 11, 1932.
- Порфирьев В. Б. Глубинная тектоника Прикаспийской низменности. ДАН СССР, 1938, т. 19, № 9.
- Пучков С. В. Сейсмичность территории Ашхабадской зоны по наблюдениям 1953 г. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1956, № 4.
- Пчелинцев В. Ф. и Крымгольц Г. Я. Материалы по стратиграфии юры и нижнего мела Туркмении. Тр. ВГРО, вып. 210, 1934.
- Растворова В. А. О новейшей тектонике юго-западной Туркмении. «Советская геология», 1958, № 6.
- Резанов И. А. О структурном положении Малого Балхана и его связи с Копет-Дагом. ДАН СССР, 1953, т. 92, № 1.
- Резанов И. А. О Казанджикском землетрясении 1946 г. Изв. АН, сер. геофиз., 1955, № 5.
- Резанов И. А. Основные черты истории развития Туркмено-Хорасанских гор. Тр. Всес. совещ. по тектонике альпийской геосин. обл. Юга СССР. Изд. АН Аз.ССР, 1956.
- Резанов И. А. О возрасте и типах складчатости Копетдагского мегантиклинория. «Советская геология», 1956, № 54.
- Резанов И. А. Ашхабадское землетрясение 1948 г. и геологические условия его возникновения. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1958, № 6.
- Рустанович Д. Н. Некоторые вопросы изучения сейсмичности Ашхабадского района. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1957, № 1.
- Саваренский Е. Ф., Линден Н. А. и Масарский С. И. Землетрясения Туркмении и Ашхабадское землетрясение 1948 г. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1953, № 1.
- Сергеев В. А. Некоторые особенности структуры восточного Копет-Дага. Вестн. Ленингр. ун-та, 1956, № 24.
- Сименович В. В. Тектоника Челекена и грязевый вулканизм. Тр. Ин-та геологии АН Туркм.ССР, 1956.
- Смолко Г. И. Боя-Даг, Монжуклы и Нефте-Даг. Тр. ВГРО, вып. 175, 1932.
- Соловьев В. Ф. (1). К вопросу об образовании красноцветной толщи Западно-Туркменской впадины. ДАН СССР, 1954, т. 96, № 1.
- Соловьев В. Ф. (2). Тектоническая схема подводного склона восточного побережья южного Каспия. ДАН СССР, 1954, т. 96, № 3.
- Соловьев В. Ф. (3). Рельеф и строение Апшеронского порога. Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, № 5.
- Соловьев В. Ф. Некоторые вопросы тектоники Каспийского моря. Тр. совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области Юга СССР. Баку, 1956.
- Соловьев С. Л. Об определении энергии землетрясений. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 30, 1955.
- Сорский А. А. и Кириллова И. В. К вопросу о тектоническом районировании складчатых областей. ДАН СССР, 1955, т. 100, № 2.
- Соседко А. Ф. По северо-восточной Персии. «Природа», 1931, № 3.
- Соседко А. Ф. Орографический и геологический очерк северо-восточной Персии. Изв. Русск. геогр. о-ва, 1932, т. 14, вып. 4—5.
- Спесивцева В. П. Историко-статистические материалы по сейсмичности Средней Азии. Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР, № 34, вып. 2, 1933.
- Старобинец Е. Я. О геологическом строении и нефтеносности хребта Большой Балхан. Сб. «Геология Средней Азии». Итоги Среднеаз. эксп. за 1937 г. АН СССР, 1940.
- Тамразян Г. П. Закономерности в распределении землетрясений Туркмении и некоторые вопросы прогноза землетрясений. Изв. АН Туркм.ССР, 1956, № 5.
- Тиунов К. В. К вопросу о карбонатно-кварцевых гидротермальных жилах Большого Балхана. Изв. АН Туркм.ССР, 1956, № 5.
- Трескинский С. А. Строение Эльбурса. БМОИП, 1946, № 3.
- Трифонов Н. К. Стратиграфия верхнемеловых отложений Туаркырского района. Тр. Ленингр. НГРИ, нов. сер., 1940, вып. 10.
- Федоров П. В. (1). Об апшеронских отложениях и западных предгорьях Копет-Дага. ДАН СССР, 1946, т. 53, № 2.
- Федоров П. В. (2). К стратиграфии каспийских отложений Прибалханского района. «Советская геология», 1946, № 11.
- Федоров П. В. Морские террасы восточного побережья Каспия. ДАН СССР, 1948, т. 59, № 9.

- Федоров П. В. (1). О новейших движениях земной коры в области Каспийской впадины. БМОИП, 1952, № 3.
- Федоров П. В. (2). О стратиграфическом расчленении каспийских четвертичных отложений. ДАН СССР, 1952, т. 75, № 1.
- Федорович Б. А. К геологии западных Кара-Кумов. Мат. по ком. эксп. исслед., вып. 29, сб. «Кара-Кумы». Результаты экспедиций 1929 и 1930 гг. Изд. АН СССР, 1930.
- Федорович Б. А. Гидрогеологический очерк Заузбойского складчатого района (западных Кара-Кумов). Тр. СОПС АН СССР, сер. Туркм., вып. 8. Кара-Кумы, сб. IV, Изд. АН СССР, 1934.
- Фюрон Р. О структуре Иранского плато. Эволюция геосинклинальных зон. Тектонические оси. Тр. XVII сессии Геол. конгр. в Москве, т. 2, 1939.
- Хаин В. Е. Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Азнефтеиздат, 1950.
- Хаин В. Е. (1). Тектонические проблемы Каспийской впадины. БМОИП, 1954, № 2.
- Хаин В. Е. (2). Геотектонические основы поисков нефти. Азнефтеиздат, 1954.
- Хаин В. Е. и Леонтьев Л. Н. Основные этапы геотектонического развития Кавказа. БМОИП, 1950, т. XXV, № 3 и 4.
- Хаин В. Е. и Шарданов А. Н. Геологическая история и строение Куринской впадины. Изд. АН АзССР. Баку, 1952.
- Худобина Е. А. Магматические породы окрестностей Красноводска. Тр. Ин-та геологии АН Туркм. ССР, 1956.
- Церетели Д. В. К вопросу о распространении *Cardium edule* на южном побережье Каспийского моря. Тр. конф. по геоморфологии Закавказья. Баку, 1953.
- Шатский Н. С. и др. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в м-бе 1:5 000 000. Объясн. зап. Госгеолтехиздат, 1957.
- Шведов Г. В. К вопросу о возрасте отложений Алигульского массива (п-ов Челекен). Геол. сб. Всес. нефт. научно-исслед. геол.-разв. ин-та, II(V), 1953.
- Шрейдер А. А. Основные результаты общей геофизической съемки западной части Средней Азии. «Прикладная геофизика», вып. 4, 1948.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Географиздат, 1948.
- Эберзин А. Г. и Невеская Л. А. Об апшеронских отложениях Красноводского полуострова. ДАН СССР, 1953, 93, № 7.
- Эберзин А. Г. О плиоценовых отложениях Туркменской ССР. Тр. Ин-та геологии АН Туркм. ССР, 1956.
- Ямнов А. А. и Куний В. Н. Некоторые теоретические итоги новейших исследований в районе Узбоя в области палеогеографии и геоморфологии. Изв. АН СССР, сер. геогр., 1953, № 3.
- Яншин А. Л. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 5.
- Яншин А. Л. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу. Сборник памяти акад. А. Д. Архангельского. Изд. АН СССР, 1951.
- Abdalian S. Le tremblement de terre de Torude, en Iran. La Nature, 1953, octobre, Paris.
- Bailey E., Cyril R. a. Asia S. Notes on the geology of the Elburz Mountains, northeast of Teheran, Iran, Quart. Journ. Geol. Soc. London. 1948, vol. 104, No 1.
- Bair R. Das iranische Binnenland östlich des Beckens von Nain-Jesd. Jarb. Min., Geol., Pal., 1940, B. 33, H. 1.
- Boehne E. Die Steinkohlvorkommen Persiens. Zeitschr. für prakt. Geologie, 1932, Nr 8—10.
- Bonnard E. Contribution à la connaissance géologique du Nord-Est de l'Iran (Environ de Méched). Eclog. Geol. Helv., 1944, vol. 37, No 2.
- Clapp F. Geology of Eastern Iran. Bull. Geol. Soc. of America, 1940, vol. 51, No 1.
- Erni A. Decouverte du Bathonien fossilifera dans l'Elbours (Perse du Nord). Eclog. Geol. Helv., 1931, B. 24.
- Fischer E. Zur Stratigraphie des Mesozoicums in Persien. Zeitsch. d. Deutschen Geol. Gesellschaft, 1914, B. 66, No 1.
- Furon R. Observations sur le Nummulitique de la Perse Orientale. C. R. Acad. Sci. Paris, 1938, vol. 206, No 20.
- Furon R. Géologie du Plateau Iranien. Mémoires du Museum national d'histoire naturelle. Paris, 1941, vol. 7, No 2.
- Furon R. et Rosset. Le Jurassique au Nord du Plateau Iranien. C. R. Acad. Sci. 1954, vol. 239, No 3.
- Grisbach C. Field notes N 5 to accompany a geological scetch Map of Afghanistan and North-Eastern Khorassan. India Geol. Surv., Rec. 1887, vol. 20, part 2.
- Gutenberg B. a. Richter K. Seismicity of the Earth and associated phenomena. New-Jersey, 1953.
- Krumbeck L. Stratigraphische Ergebnisse von Niedermayers Reise durch Persien. Centralblatt Min. Geol. u. Paläont., 1922, Nr. 1.

- Popol S. a. Tromp S. The stratigraphy and main structural features of Afghanistan. Proc. Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch., 1954, B. 57, No 3.
- Rieben H. Contribution à la géologie de l'Aserbeïdjan Persian. Neuchatel, 1935.
- Rivière A. Contribution à l'étude géologique de l'Elbours. Rev. de géogr. phys. et géol. dyn. Paris, 1934.
- Rivière A. Contribution à l'étude géologique de l'Anti-Elbours. Bull. Soc. géol. France, 1936, (5)6.
- Schenck H. Stratigraphy of Northern Iran. Am. Ass. Petrol. Geol., 1938, vol. 22, No 12.
- Schroeder J. Essai sur la structure de l'Iran. Ecolg. Geol. Helv., 1944, vol. 37, No 1. (Nat. de Genève, 1945, vol. 62, No 2).
- Schroeder J. Quelques aspects de la géologie de l'Iran. Bull. V. S. P., 1945, No 32.
- Sieberg A. Erdbebengeographie. Handbuch der Geophysik, 1932, B. 4.
- Stahl A. Persien Handbuch der regionalen Geologie. Heidelberg, 1911, B. 5, Abt. 6.
- Thompson L. Geological evidence for ancient civilization on the Gurgan Plain. Amer. Inst. Iranian Art and Archaeology, 1938, vol. 5, No 3.
- Tietze E. Bemerkungen über die Tectonik des Aelboursgebirges in Persien. Jahrbuch der K. K. Geol. Reichsanstalt, 1877, B. XXVII.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Краткое описание рельефа	5
Глава 2. Краткий обзор истории геологических исследований	9
Глава 3. Стратиграфия	19
Палеозойская группа	19
Докембрийские (?) и нижнепалеозойские образования	19
Девонская система	20
Каменноугольная система	20
Пермская система	21
Мезозойская группа	21
Триасовая система	21
Юрская система	22
Нижнеюрский отдел	22
Среднеюрский отдел	23
Верхнеюрский отдел	24
Меловая система	26
Нижний отдел меловой системы	26
Валанжинский ярус	26
Готеривский ярус	28
Барремский ярус	28
Аптский ярус	29
Альбский ярус	31
Верхний отдел меловой системы	32
Сеноманский ярус	33
Туронский ярус	33
Сенонские отложения	34
Датский ярус	36
Кайнозойская группа	37
Третичная система	37
Палеоген	37
Бухарский ярус	37
Сузакский ярус	38
Алайский ярус	38
Туркестанский ярус	39
Верхнеферганские отложения	39

Неоген	40
Миоцен	40
Нижний миоцен	40
Тортонский ярус	43
Сарматский ярус	44
Континентальные отложения верхнего миоцена и нижнего плиоцена	44
Миоценовые отложения северного Ирана	46
Плиоцен	46
Понтический ярус	46
Красноцветная толща среднего плиоцена	46
Акчагыльский ярус	47
Апшеронский ярус	49
Континентальные отложения верхнего плиоцена Туркмении	49
Континентальные плиоценовые отложения на зарубежной	
площади	50
Четвертичная система	50
Бакинские отложения	51
Хазарские отложения	51
Аллювиально-дельтовые отложения каракумской свиты	52
Хвалынские отложения	52
Современные отложения	53
Краткие сведения об изверженных породах	53
Глава 4. Современная структура	57
Туркмено-Хорасанская складчатая система	57
Эльбурсский мегантиклинорий	57
Аладаг-Биналудский мегантиклинорий	59
Складчатая зона северной части пустыни Дешт-и-Кевир	60
Синклинальная зона, разделяющая Аладаг-Биналудский и Копетдаг-	
ский мегантиклинорий	61
Копетдагский мегантиклинорий	62
Южно-Копетдагский антиклинорий	62
Передовые антиклинали Южно-Копетдагского антиклинория	64
Складчатая зона северо-западного крыла Копетдагского меганти-	
клинория (западный Копет-Даг)	67
Складчатая зона северо-восточного крыла Копетдагского меганти-	
клинория	72
Предкопетдагский передовой прогиб	74
Большебалхано-Кубадагский антиклинорий	76
Закаспийская впадина	78
Заузбойский дислоцированный район	80
О глубинной тектонике рассматриваемой территории	81
Строение палеозойского фундамента	82
О строении глубоких горизонтов коры	83
Районирование Туркмено-Хорасанских гор по типам складчатости	85
Глава 5. История геологического развития (донеогеновая)	90
Краткие сведения о палеозойской истории	90
Триасовый период	91
Юрский период	92
Нижнеюрская эпоха	92
Среднеюрская эпоха	94
Верхнеюрская эпоха	96
Меловой период	99
Нижнемеловая эпоха	99
Верхнемеловая эпоха	109
Третичный период	115
Палеогеновая эпоха	115

Глава 6. История геологического развития в неогене и четвертичном периоде	122
Рельеф Копетдагского мегантиклинория и его возраст	122
Миоценовая эпоха	137
Плиоценовая эпоха	148
Четвертичный период	155
Глава 7. Некоторые закономерности геотектонического развития и тектоническое районирование Туркмено-Хорасанских гор	163
Итоги изучения колебательных движений	163
История складкообразования	170
Результаты изучения новейших тектонических движений	173
О некоторых закономерностях геотектонического развития Туркмено-Хорасанских гор	181
Тектоническое районирование Туркмено-Хорасанских гор	186
Глава 8. Связь сейсмических явлений с геологической обстановкой	194
Краткий обзор истории изучения сейсмичности Туркмении	194
Расположение эпицентров землетрясений	198
Список сильных землетрясений Туркмении и Северного Ирана	200
Сейсмоактивная зона Кучано-Мешхедского прогиба	201
Сейсмоактивная зона Ашхабадского района	205
О сейсмичности других районов Копетдагского мегантиклинория	217
Сейсмическая характеристика территории к югу от Туркмено-Хорасанских гор	220
Сейсмо-геологические условия Большебалхано-Кубадагского антиклинория и северной части Закаспийской впадины	221
Сейсмический район южной части Закаспийской впадины	225
Сейсмогеологические условия платформенной части территории	226
О некоторых закономерностях связи сейсмичности с геологическим строением на примере Туркмено-Хорасанских гор	227
Сейсмическое районирование Туркмении	230
Зона возникновения разрушительных землетрясений	231
Зона возникновения землетрясений средней силы	232
Зона возникновения слабых землетрясений	233
Карта сейсмического районирования	235
Литература	236

И. А. Резанов

**Тектоника и сейсмичность
Туркмено-Хорасанских гор**

Утверждено к печати

*Институтом физики Земли им. О. Ю. Шмидта
Академии наук СССР*

Редакторы издательства *Н. Р. Кун* и *А. В. Астров*

Технический редактор *Г. А. Астафьева*

РИСО АН СССР № 28-11В. Сдано в набор 10/IV 1959 г.

Подписано к печати 27/VIII 1959 г. Формат 70×108/16.

Печ. л. 15,5 = 21,23 усл. печ. л. + 10 вкл. Уч.-изд. л.

21,4 + 1,1 вкл. = 22,5. Изд. № 3094. Тип. зак. 3486.

Т-09180. Тираж 1000

Цена 16 руб. 60 коп.

Издательство Академии наук СССР

Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография Издательства АН СССР

Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Контора „Академкнига“

Имеются в продаже:

Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Вып. 1. 1958
190 стр. 11 р. 95 к.

Вопросы геологии Азии. Том. II. 1955. 868 стр. с илл., 22 вкл. 54 р. 80 к.

Гуляева Л. А. Геохимия отложений девона и карбона Среднего и
Южного Поволжья. 1956. 141 стр. 8 р. 60 к.

Железородная база черной металлургии СССР. Том. 1. 1957. 566 стр.,
4 вкл. 32 р. 40 к.

Железные руды. Библиографический справочник «Железородные
месторождения СССР». 1957. 768 стр. 50 р.

Каденский А. А. Магматическая геология Передового Хребта Се-
веро-Западного Кавказа. 1956. 291 стр. 17 р.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю., акад. Избранные труды. Том III,
1952. 441 стр., 14 вкл. 28 р. 75 к.

Миропольский Л. М. Топогеохимическое исследование пермских
отложений в Татарии. 1956. 263 стр. 18 р. 50 к.

Очерки осадочных месторождений полезных ископаемых. 1958. 87 стр.
4 р. 75 к.

Мелентьев П. В. Атлас номограмм для вычисления возраста пород
радиоактивными методами. 1955. 3 р. 15 к.

Природные ресурсы Грузинский ССР. Том 1. Металлические полезные
ископаемые. 1958. 232 стр. 16 р. 20 к.

Сырьевые ресурсы легких металлов Восточной Сибири. Том 1. (Труды
Восточно-Сибирского филиала АН СССР. Вып. 12). 1958. 154 стр. 8 р. 10 к.

Теодорович Г. И. и Полонская Б. Я. Стратиграфия, петро-
графия и фации девона Минусинских и Назаровских впадин. 1958. 234 стр.,
11 вкл. 15 р. 10 к.

Книги продаются в магазинах «Академкнига»

Для получения книг почтой

заказы направлять в контору «Академкнига»

Москва, К-12, ул. Куйбышева, 8

Отдел «Книга-почтой»

или в ближайший магазин «Академкнига» по адресу:

*Москва, ул. Горького, 6 (магазин № 1); Москва, 1-й Академический про-
езд, 55/5 (магазин № 2); Ленинград, Литейный проспект, 57; Свердловск,
ул. Белинского, 71-в; Киев, ул. Ленина, 42; Харьков, Горяиновский пер.,
4/6; Алма-Ата, ул. Фурманова, 129; Ташкент, ул. К. Маркса, 29; Баку,
ул. Джапаридзе, 13.*

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
14	7 сн.	Е. В. Огнева	В. Н. Огнева
24	19 сн.	<i>Macrocepralites</i>	<i>Macrocephalites</i>
24	17 сн.	<i>diplicata</i>	<i>duplicata</i>
27	20—19 сн.	<i>ambygonius</i>	<i>amblyconius</i>
27	19 сн.	<i>konensis</i>	<i>kouensis</i>
29	27—28 сн.	<i>Heteroceras giraudi</i>	<i>Heteroceras leenhardti</i>
65	11 сн.	осложнены	сложены
167	23 и 22 сн. Рис. 56	7 — область максимальных.... 8 — та же область	8 — область максимальных..... 7 — та же область...

И. А. Резанов