



Тектоника
Туранской
плиты

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOLOGICAL INSTITUTE

I. S. VOLVOVSKY, R. G. GARETZKY,
A. E. SHLEZINGER, V. I. SHREIBMAN

TECTONIC
OF TURAN
PLATE

(Transactions, vol. 165)

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

MOSCOW 1966

И. С. ВОЛЬВОВСКИЙ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ,
А. Е. ШЛЕЗИНГЕР, В. И. ШРАЙБМАН

ТЕКТОНИКА
ТУРАНСКОЙ
ПЛИТЫ

(Труды, вып. 165)

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

академик *А. В. Пейве* (главный редактор),
К. И. Кузнецова, академик *В. В. Меннер*, *П. П. Тимофеев*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР:

академик *А. Л. Яншин*

EDITORIAL BOARD:

Academician *A. V. Peive* (Chief Editor),
K. I. Kuznetzova, Academician *V. V. Menner*, *P. P. Timofeev*

RESPONSIBLE EDITOR

Academician *A. L. Yanshin*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Туранская плита, в геоморфологическом отношении соответствующая Туранской низменности, в настоящее время не только для территории СССР, но и для всей континентальной части нашей планеты может рассматриваться как тектонотип молодых плит с палеозойским складчатым основанием. Это связано с двумя обстоятельствами.

Во-первых, тектоника платформенного чехла всей Туранской плиты (а не только ее отдельных районов) к настоящему времени достаточно хорошо изучена. Открытие мощных месторождений газа в равнинных районах Западного Узбекистана и в Северной Туркмении, а позднее — нового крупного нефтеносного района на Южном Мангышлаке привело к тому, что за два послевоенных десятилетия вся территория Туранской плиты была покрыта геологической, гравиметрической и магнитометрической съемками, в разных частях ее было проведено глубокое опорное бурение, от края до края плиту пересекли сейсмические профили КМПВ и МОВ, а местами и профили глубинного сейсмического зондирования. Таким образом, был накоплен обильный и более или менее равномерно распределенный по площади материал о строении осадочного чехла плиты, о глубине залегания различных опорных стратиграфических горизонтов, о простирании выходящих на поверхность и погребенных флексур и разломов, и менее полный материал — о времени складчатости, возрасте и составе пород фундамента.

Во-вторых, Туранская плита достаточно разнообразна в разных частях по возрасту складчатости фундамента, по тектоническому характеру своего обрамления, по мощности и строению платформенного чехла и, в силу различного сочетания всех этих факторов, по интенсивности дислокаций и особенностям структур платформенных отложений. Северо-восточная часть плиты расположена на каледонском складчатом основании, а остальная большая ее часть — на терцинном, причем граница между этими частями плиты по геологическим и геофизическим данным трассируется достаточно уверенно. Внутри эпигерцинской части плиты также выделяются зоны с различным возрастом складчатости пород фундамента, причем в Мангышлакской и Туаркырской зонах этот возраст «поднимается» до верхнетриасового. На северо-западе плита ограничена древней Русской платформой, на севере и северо-востоке — выходящими на поверхность палеозойскими складчатыми сооружениями, на юго-востоке — областью кайнозойского эпиплатформенного орогенеза, на юге — более молодыми, чем плита, альпийскими складчатыми системами Копет-Дага и хребтов Афганистана, а на западе — меридиональной системой молодых глубоких впадин Каспийского моря. Мощность платформенного чехла плиты изменяется от десятков и первых сотен метров на разного рода поднятиях до 11 км в Мургабской впадине. Интенсивность дислокаций его пород также изменяется в очень широких пределах в зависимости от разных причин.

Местами на обширных пространствах они залегают почти горизонтально, а местами наблюдаются целые зоны платформенной складчатости.

По степени изученности и разнообразию тектонических условий ни одна из других заведомо молодых или считающихся молодыми плит не может быть сравнена с Туранской.

Например, обширная северо-восточная часть (к северу от широтного течения р. Оби) более крупной по площади Западно-Сибирской плиты остается до сих пор совершенно не исследованной. Региональные сейсмические профили из-за трудности проложения их в таежных условиях здесь почти совершенно отсутствуют (кроме единственного крупного профиля ГСЗ, пересекающего низменность по широте от Урала до низовьев Ангары). Возраст фундамента низменности пока ясен только в окраинных частях, причем на востоке он, несомненно, байкальский, а возможность отнесения к «молодым» плит с байкальским складчатым основанием пока еще дискутируется. Бурение, развернувшееся в разных районах низменности в связи с открытием нефтяных и газовых месторождений, обычно достигает континентальных отложений средней или нижней юры. Скважин, дошедших до фундамента, в центральных районах низменности очень немного. Это позволяет различно представлять строение фундамента низменности, по-разному проводить погребенные границы между байкалидами, каледонидами и герцинидами. Разными авторами предложено не менее 40 схем строения фундамента Западно-Сибирской плиты, не похожих друг на друга и в одинаковой степени мало обоснованных. Высказываются в достаточной мере вероятные предположения о том, что в большей, центральной, части плиты фундамент может быть даже более древним, чем байкальский. Если это предположение подтвердится, то Западно-Сибирскую плиту вообще придется вычеркнуть из числа «молодых».

Обрамление ее более однообразно, чем у Туранской плиты. На востоке — это древняя Сибирская платформа, а южнее — байкальские складчатые сооружения Енисейского кряжа, на юго-востоке, юге и западе — палеозойские складчатые сооружения и на севере — неглубокое Карское море, в свою очередь, обрамленное палеозойскими складчатыми сооружениями Новой Земли и Таймыра.

Мощности платформенного чехла Западно-Сибирской плиты постепенно нарастают от периферии к центру, достигая в Ханты-Мансийской впадине 4 км. Более значительные мощности чехла, порядка 7 км, известны, по данным сейсмоки, только в Усть-Енисейском прогибе.

Дислокации отложений чехла на Западно-Сибирской плите однообразны и незначительны. Структуры первого порядка типа синеклиз и антеклиз здесь вообще отсутствуют. В широтном профиле вдоль линии ГСЗ вся плита имеет форму огромной плоской чаши с чуть волнистым залеганием слоев на дне и бортах. Эти «волны» в залегании слоев представляют собой в плане цепочки куполов, брахиантиклиналей и валов с наклоном крыльев в десятки минут и первые градусы. Интересно, что все эти структуры совершенно не находят отражения в залегающих близ поверхности слоях верхнего палеогена и неогена. Слабая дислоцированность пород чехла Западно-Сибирской плиты косвенно подтверждает предположение о том, что ее фундамент в значительной части может быть очень древним.

Из сказанного очевидно, что в качестве тектонотипа молодых плит Западно-Сибирская плита выбрана быть не может.

Скифская плита является сравнительно узким западным «аппендиксом» Туранской. Они соединяются в области мелкоморья Северного Каспия. Скифская плита ограничена на севере краем Русской платформы, в которую она вдается залывом Донбасса, а на юге — Крымско-Кавказской молодой складчатой системой или краевыми прогибами этой системы. Скифская плита довольно хорошо изучена, особенно в области Предкавказья, однако как тектонотип она имеет один существенный недостаток: ее фун-

дамент не характерен для молодых плит. На большей части территории он сложен сивелированными герцинскими складчатыми сооружениями, возникшими из миогеосинклиналей короткого периода развития, которые заложены в девоне на дорифейском цоколе Украинской кристаллической плиты. Такая своеобразная история геосинклинального развития территории Скифской плиты настолько сильно отразилась на характере структур ее фундамента и платформенного чехла, что не позволяет считать их вполне типичными для молодых плит. К тому же, в последнее время выяснилось, что на юго-западе Предкавказья, в бассейне низовьев р. Кубани, в фундаменте платформенного чехла широко развиты дислоцированные нижнемезозойские отложения типа таврических сланцев Горного Крыма. Возможно, что здесь мы имеем дело с эпимезозойской плитой, значительно более «молодой», чем все другие плиты, объединяемые под этим названием.

Мизийская плита, отделенная от Скифской полупогребенным краем Добруджи и Преддобруджинским прогибом, слишком мала, чтобы ее можно было рассматривать как тектонотип. К тому же, возраст фундамента в ее большей, западной, части совершенно не ясен. Юрские и более молодые отложения фундамента здесь почти не образуют локальных структур. Они появляются только в более глубоких слоях платформенного триаса. Это позволяет предполагать, что фундамент здесь не герцинский, а более древний, может быть, байкальский.

Обширная площадь развития мезозоя и кайнозоя в Северо-Германской низменности к юго-западу от «линии Торнквиста» (территория севера ГДР и ФРГ, Дании, Голландии и Северной Бельгии) в какой-то части, несомненно, представляет собой молодую плиту, но утверждать это мы можем только для ее южной окраины. Возраст фундамента ее большей, северной, части нам не известен. Он почти несомненно догерцинский, но не ясно, какой именно. Одни исследователи протягивают сюда поздние каледониды Брабанта, другие размещают здесь широтную полосу байкальских складчатых сооружений, видя их отсылки на поверхности в Лаузитцском кристаллическом «клине» Судет, третьи думают, что на всю территорию Дании и в область низовьев р. Эльбы распространяется древний кристаллический фундамент Балтийского щита, что как будто подтверждается глубокими скважинами в Фредериксхавне, Арнуме, Гламобьерге и Ринге, а также данными магнитометрии. Кроме того, на большей части территории Северо-Германской низменности интенсивно развита соляная тектоника, связанная с наличием в низах платформенной части разреза мощной толщи цехштейновых, а в низовьях Эльбы еще и нижнепермских солей. Здесь эта соляная тектоника, как и в других районах ее развития, местами совершенно затушевывает дислокации платформенного чехла, связанные с движениями фундамента. По всем этим причинам Северо-Германская низменность за тектонотип молодых плит принята быть не может.

На территории Англии, Франции, Испании и Португалии платформенный чехол на палеозойском складчатом основании развит лишь в изолированных друг от друга и не особенно больших бассейнах, изучение тектоники которых очень интересно, но совершенно недостаточно для получения выводов общего характера.

Более значительную площадь занимает эпигерцинская плита Северной Африки, граничащая на юге по Южно-Атласскому шву с древней Африканской платформой, а на севере — по краевым прогибам Рифа в Марокко и Телля в Алжире с альпийскими складчатыми системами Рифа и Телльского Атласа. В ее пределах выделяются области спокойного залегания платформенного чехла (районы Марокканской и Оронской Месеты) и зоны, в которых этот чехол довольно интенсивно дислоцирован и местами даже прорван щелочными интрузиями мелового возраста, но вся эта территория еще очень слабо исследована, особенно в геофизическом отноше-

нии. Здесь нет глубоких скважин, без которых никогда нельзя получить достаточно полные и правильные представления о характере структур платформенных отложений.

Восточная половина Азиатского материка вообще не имеет сколько-нибудь значительных площадей развития платформенного чехла на палеозойском складчатом основании. Недаром на известной тектонической карте Китая, составленной под редакцией Чжан Вэнь-ю, нет даже условных обозначений для изображения чехла эпипалеозойских плит. На самом деле участки такого тектонического строения здесь имеются. Наиболее крупный из них — Зейско-Буреинская низменность, продолжающаяся к югу на территории Китая в виде низменности Сунляо. Однако все они сравнительно невелики по размерам, закрыты с поверхности чехлом четвертичных отложений и недостаточно хорошо исследованы. В общей сводке по тектонике молодых платформ данные изучения небольших эпипалеозойских плит востока Азии должны учитываться, однако ни одна из них не может считаться типом этого рода структур.

Нельзя найти хорошие примеры молодых плит и на других материках. В Африке южнее Атласа они отсутствуют, так же как, по-видимому, отсутствуют в Южной Америке и Антарктиде. В Австралии на палеозойском складчатом основании (позднекаледонском) лежит лишь восточная окраина Великого артезианского бассейна, а в Северной Америке к таким областям могут быть отнесены лишь узкая полоска Приатлантических равнин, побережье Мексиканского залива на север до хр. Уачита и, может быть, п-ов Флорида, причем глубинное геологическое строение последних двух районов в настоящее время еще недостаточно ясно.

Таким образом, на всей нашей планете нет мест, более подходящих для изучения закономерностей тектоники чехла молодых платформ, чем Туранская плита.

В последнее время, говоря об изучении различных геологических объектов, стали употреблять слово «полигон». Пишут о выборе полигонов для изучения определенных типов структур морского и океанического дна. Пишут о континентальных полигонах с различным строением земной коры для комплексного проведения геологических, геофизических и геохимических исследований. Туранская плита является наилучшим из возможных полигонов для изучения характера и истории развития структур платформенного чехла, покоящегося на заведомо палеозойском складчатом основании. Здесь можно исследовать все типы этих структур и влияние на их формирование самых разнообразных факторов, а также закономерности размещения в них месторождений нефти, газа, пресных артезианских вод, бурых углей, осадочных железных руд и других полезных ископаемых.

Бурные темпы геологического изучения Туранской плиты, достигнутые за последние 10—15 лет, вызвали публикацию значительной литературы о ее строении. Опубликовано много интересных статей и ряд крупных монографий, в которых рассматривается тектоника отдельных частей Туранской плиты главным образом в связи с оценкой перспектив или изучением закономерностей газонефтеносности отложений ее чехла. Эти работы в некоторых вопросах противоречат друг другу, но в целом для описанных в них территорий дают яркую и достаточно аргументированную картину морфологии и истории формирования структур.

Однако до сих пор не было монографических работ по тектонике, в которых описывалась бы Туранская плита в целом, рассматривалось бы положение и происхождение ее границ, сравнивался бы характер структур ее разных областей, выяснялись бы факторы, влияющие на морфологию и историю формирования этих структур, давалась бы их классификация и сравнение их с соответствующими структурами древних платформ.

А работа такого содержания для тектонотипа молодых плит была крайне необходима.

Попыткой осуществить ее является настоящая монография. В ее авторский коллектив входят два геолога (Р. Г. Гарецкий и А. Е. Шлезингер — Геологический институт АН СССР) и два геофизика (И. С. Вольвовский — Всесоюзный научно-исследовательский институт геофизических методов разведки и В. И. Шрайбман — Московский институт нефтехимической и газовой промышленности) и это не случайно. Познание строения платформенных участков земной коры сейчас немислимо без широкого использования различных геофизических материалов. В ряде случаев они дают более точный и надежный ответ на тот или иной тектонический вопрос, чем данные удаленных друг от друга глубоких буровых скважин. Как бы геологи ни разбирались сами в геофизических материалах, полнота их привлечения и точность их интерпретации требуют обязательной кооперации в работе со специалистами геофизиками.

В основу монографии положена огромная работа по составлению серии карт на всю территорию Туранской плиты, включая небольшую ее зарубежную часть, расположенную в Северном Афганистане.

Весь текст монографии построен на материалах этих карт и разрезов. В первых двух ее главах дается описание по структурным ярусам пород фундамента плиты и отложений ее платформенного чехла. Затем рассматриваются сейсмическая и плотностная характеристика земной коры в пределах плиты и разбирается методика составления различных карт и схем. Это вводная часть монографии.

За ней идет описание платформенного чехла Туранской плиты. Она начинается с характеристики структур, выделяемых по поверхности меловых отложений и по близким к ней поверхностям, ибо только они являются общими для чехла всей плиты, только по ним можно производить сравнение между собой структур разных частей плиты. Как дополнение к характеристике структур по кровле меловых отложений рассматриваются структуры более молодых миоцен-плиоценовых отложений и более древних юрских отложений, имеющих сплошное распространение только в западных и южных областях Туранской плиты. Затем описывается структура фундамента плиты и ее соотношение со структурой по кровле меловых отложений. В следующей главе рассматривается строение фундамента Туранской плиты, выделяются зоны разного возраста складчатости фундамента и разной истории его геосинклинального развития. В этой же главе разбирается вопрос о тектонической природе средне-верхнепалеозойских отложений в области каледонид и верхнепалеозойско-триасовых отложений в области герцинид. Некоторые авторы эти отложения относят уже к платформенному чехлу, а другие описывают их как особый «промежуточный» структурный ярус, не относящийся ни к фундаменту, ни к платформенному чехлу. В монографии доказывается, что их следует рассматривать как верхний орогенный структурный ярус геосинклинальных отложений фундамента. Затем по данным профилей глубинного сейсмического зондирования описывается строение земной коры и верхней мантии в пределах Турана.

В конце монографии помещены заключительные главы, в которых суммируются общие особенности строения Туранской плиты, разбирается история ее тектонического развития в геосинклинальный и в платформенный этапы существования, выясняются закономерности, которым подчинено формирование структур платформенного чехла, рассматриваются вопросы размещения важнейших полезных ископаемых плиты и, наконец, на основании сравнения Туранской и Русской плит устанавливаются черты сходства и различия в строении молодых и древних плит.

Я не буду ни рассматривать, ни даже перечислять выводы данной монографии, но позволю себе остановиться только на одном из них, который хотя и имеет региональное значение, однако представляется мне очень интересным. Сравнение приложенных к монографии карт показывает, что

площади распространения верхнепалеозойско-триасовых отложений верхнего орогенного яруса фундамента, распространения юрских отложений, составляющих основание платформенного чехла, и распространения миоценово-плиоценовых отложений, слагающих один из верхних его структурных этажей, довольно близко совпадают, сосредоточиваясь только на западе и юге плиты. Таким образом, здесь хорошо обособляется территория со значительно более устойчивыми опусканиями унаследованного характера, значительно более полным и мощным разрезом платформенных отложений (хотя на сводах поднятий и внутри нее он бывает сокращенным). Лишь во время крупных талассократических движений мелового и палеогенового периодов площади седиментации значительно расширились и Туранская плита приобрела свои современные очертания. Однако в неогене (начиная со среднего миоцена) опускания и седиментация снова были локализованы, но только в тех областях запада и юга Туранской плиты, которые испытывали опускания на заключительном этапе ее геосинклинального и на раннем этапе ее платформенного развития.

На это обстоятельство никто из исследователей Турана раньше не обращал внимания. Между тем, оно не только представляет большой теоретический интерес, но имеет важное практическое значение, потому что все нефтяные и газовые месторождения Туранской плиты приурочены к областям с развитием орогенного структурного яруса и полным разрезом платформенных осадков. А на поверхности эти области совпадают с областями развития неогена. Нужно только учесть, что по окраинам площади своего былого распространения осадки неогена сейчас местами уничтожены эрозией. Поэтому современные их границы не совпадают точно с проходящими на глубине границами распространения юры и верхнего палеозоя-триаса. Однако все же можно сделать вывод, что нефтяные и газовые месторождения в платформенном чехле Туранской плиты следует искать только в пределах площади развития неогена и в непосредственной близости от нее (до 100—200 км).

Это только один из многих интересных выводов, к которым пришли авторы монографии. Я привел его как пример практической интерпретации установленных ими теоретических закономерностей.

Впереди предстоит большая работа по сравнительному изучению тектоники молодых плит, хотя бы в пределах Евразии и Северной Африки. Несомненно, что такая работа даст много новых интересных выводов. Однако фундамент ее заложен. Материалы по строению Туранской плиты, которую следует принять за тектонотип молодых плит, обобщены. Теперь есть с чем сравнивать.

Академик А. Л. ЯНШИИ

ВВЕДЕНИЕ

В результате палеозойских складчатостей обширные территории земной коры, расположенные между древними платформами (кратонами) с одной стороны и более молодыми мезозойскими и кайнозойскими геосинклинальными поясами — с другой, были консолидированы и превращены в платформы. Эти платформы в противоположность древним, имеющим докембрийский складчатый фундамент, Н. С. Шатский (1938) предложил назвать молодыми.

В мезозое и кайнозое часть территории молодых платформ Евразии, по-видимому, подверглась глубоким опусканиям и процессам «океанизации» земной коры и превратилась в современные глубоководные впадины Атлантического, Ледовитого океанов и Средиземного моря. В позднем кайнозое на материке Азии значительные площади молодых платформ подверглись раздроблению и крупным поднятиям, т. е. процессам эпиплатформенного орогенеза. Таким образом, в современной структуре земной коры молодые платформы граничат с древними платформами, с молодыми складчатыми сооружениями, возникшими на месте мезозойских и кайнозойских геосинклиналей, с глубоководными впадинами и, наконец, с областями эпиплатформенного орогенеза (Гарецкий, Шлезингер, Яншин, 1965). Молодые платформы, вопреки мнению некоторых исследователей (Соболевская, 1964), как и древние платформы, имеют весьма четкие границы и представляют собой определенную категорию крупных структурных форм земной коры.

В пределах Евразии имеются две крупные молодые платформы: Западно-Европейская и Урало-Сибирская. Соответствующая первой платформе область под названиями Палео-Европы и Мезо-Европы давно выделялась на структурных схемах Г. Штилле (Stille, 1920 и др.). Кроме них, на территории Евразии имеется ряд значительно меньших по размерам молодых платформ: Иберийская, Апулийская, Дунбэйская и Катазиатская (рис. 1).

Урало-Сибирская платформа была выделена А. Д. Архангельским (1941), а затем как крупная единая структура земной коры описана Б. А. Петрушевским (1955). Она расположена между Восточно-Европейской и Сибирской древними платформами. На севере платформа уходит под воды Северного Ледовитого океана и ее границей здесь являются глубоководные впадины; на юге она ограничена альпийской складчатой зоной и эпиплатформенной орогенной областью Средней Азии. Между альпидами и Русской плитой далеко на запад вдается Скифская плита Урало-Сибирской платформы.

На молодых платформах известны длительно поднимавшиеся обширные области, которые в продолжение всей или большей части их геологической истории подвергались размыву и поэтому не перекрыты или лишь частично перекрыты отложениями платформенного чехла. Такие области для мезо-кайнозойского платформенного этапа развития, по аналогии со

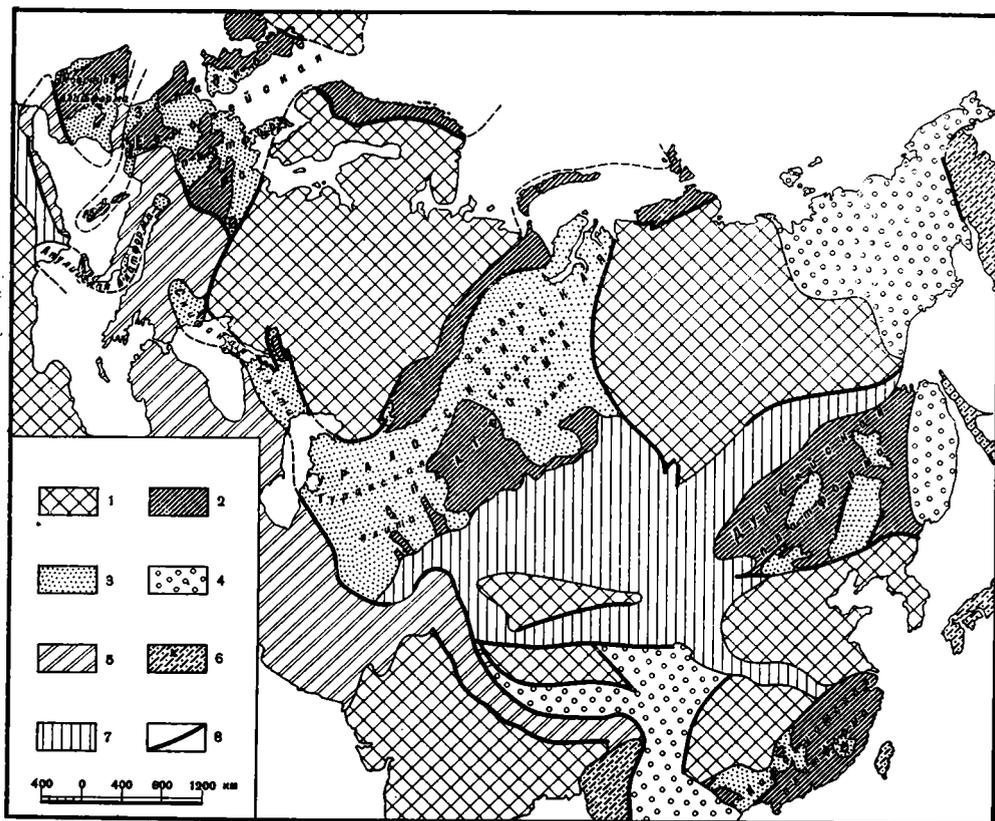


Рис. 1. Схема расположения эпипалеозойских платформ Евразии (по Гарецкому и др., 1965)

1 — докембрийские платформы; 2 — выходы пород фундамента на эпипалеозойских платформах (в пределах Дунбайской платформы вместе с впадинами тихоокеанского типа); 3 — чехол эпипалеозойских платформ; 4 — мезозойские складчатые области; 5 — альпийские складчатые области; 6 — кайнозойские складчатые области тихоокеанского пояса; 7 — эпиплатформенные орогенные области; 8 — краевые швы

сходными структурами этой категории древних платформ, могут быть выделены как щиты молодых платформ. В пределах Урало-Сибирской платформы к таким структурам относится Центрально-Казахстанский щит (Петрушевский, 1955). Более мелкие, изометричные по форме выходы складчатого фундамента, выделяемые в пределах Западно-Европейской молодой платформы под названием массивов, на Урало-Сибирской платформе не известны. Еще более мелкие неправильные и изометричные по форме выходы на поверхность складчатого основания, не превышающие в поперечнике 100 км, можно назвать выступами. На Урало-Сибирской платформе к ним относятся выступы Жаманшин, Тамдытау и др.

На молодых платформах, в противоположность древним, широко распространены линейные выходы складчатого фундамента, имеющие разные размеры. Наиболее крупным из них в пределах Урало-Сибирской платформы является Урал. Такого рода структуры для платформенного этапа развития до нахождения сколько-нибудь удачного структурного термина называются нами орографическим термином «хребет». Более мелкие (не превышающие в длину 500 км) выходы складчатого фундамента также условно выделяются под названием «кряж». Это — кряжи Большого Каратау, Нуратау и др. Небольшие линейные выходы пород фундамента, протяжение которых не превышает 100 км, выделяются как «гряды» (Запад-

ный и Восточный Каратау на Мангышлаке, Кульджуктау в Кызылкумах и др.).

Длительно прогбавшиеся обширные пространства молодых платформ, перекрытые чехлом, залегающим на палеозойском складчатом фундаменте, как и на древних платформах, в русской геологической литературе получили название плит. В пределах Урало-Сибирской платформы имеются три плиты: Западно-Сибирская, Скифская и Туранская. Под наименованием Туранской плиты была выделена часть эпипалеозойской Урало-Сибирской платформы Евразии, занимающая равнины Казахстана и Средней Азии и лежащая к востоку от Каспийского моря (Тектоническая карта СССР. Объяснительная записка, 1957). В ее пределах палеозойский складчатый фундамент полностью или почти полностью перекрыт более или менее мощным чехлом платформенных осадков мезозоя и кайнозоя. Эта территория в общем соответствует выделенной А. Гумбольдтом (1915) еще в середине прошлого века Туранской низменности, окруженной более или менее значительными горными сооружениями Урала, Центрального Казахстана, Тянь-Шаня и Копет-Дага.

Туранская плита включает восточное побережье Каспийского моря с Краснодарским, Мангышлакским и Бузачинским полуостровами, весь Устюрт, периферию Мугоджар, Тургайскую и Присырдарьинскую равнины, Бухаро-Хивинскую область и районы Приташкентских чулей, бассейн рек Чу и Сарысу, междуречья Теджена, Мургаба и Аму-Дарьи (Юго-Восточная Туркмения), наконец, крупные песчаные массивы Кызылкумов и Каракумов. В центральной части Туранской плиты, площадь которой превышает 2 млн. км², расположено Аральское море (рис. 2, вкладка, см. в конце книги).

На северо-западе Туранская плита граничит с Прикаспийской синеклизой Русской плиты. Эта граница является частью более крупной границы между двумя платформами — докембрийской Восточно-Европейской и эпипалеозойской Урало-Сибирской. В пределах рассматриваемой территории она идет по региональному шву, отделяющему Предуральский краевой прогиб от Зилаирского синклинория Уральской складчатой системы.

Несколько севернее р. Илек Предуральский краевой прогиб замыкается и этот шов разграничивает здесь Русскую плиту и расположенный на южном погружении Зилаирского синклинория Актюбинский периклиналильный прогиб¹. Верхнепалеозойско-нижнетриасовые отложения последнего на юге перекрыты мезо-кайнозойским платформенным чехлом. Этот район уже следует относить к Туранской плите. Примерно на широте ст. Кандагач складки Актюбинского периклиналильного прогиба постепенно затухают по границе, имеющей фестончатый характер, и далее к югу отсюда расположен приподнятый край Прикаспийской синеклизы Русской плиты.

Одновременно с замыканием Актюбинского периклиналильного прогиба граница Туранской плиты здесь отодвигается несколько к востоку и проходит по краевому шву — Ащисайскому погребенному разлому, который лежит на прямом продолжении Сакмарского разлома, отделяющего севернее складки Актюбинского Приуралья от средне-нижнепалеозойских и докембрийских образований Сакмарско-Уралтауской зоны. Ащисайский краевой шов идет почти в меридиональном направлении, а затем переходит в Южно-Эмбенский погребенный разлом.

Таким образом, на северо-западе Туранская плита граничит с Русской по серии погребенных краевых швов (Яншин, 1955; Объяснительная за-

¹ На юге Урала развит не единый Южный периклиналильный прогиб (Яншин, 1962), а система южноуральских периклиналильных прогибов. На южном продолжении Зилаирского синклинория расположен Актюбинский периклиналильный прогиб, который выклинивается на широте ст. Кандагач. Разделенный от него областью распространения доверхнепалеозойских пород Верхне-Эмбенского синклинория примерно от широтного течения р. Эмбы и далее к югу развит Атжаксинский периклиналильный прогиб, который у южного окончания Чушкакульской мегантиклинали сливается с Чаграйским.

писка..., 1957; Гарецкий и Шрайбман, 1960; Журавлев, 1960; Яншин, 1962; Гарецкий, 1962а, б). По сейсморазведочным данным, мощность пород, заключенных между горизонтом Ф (поверхностью фундамента) и П₁ (поверхность подсолевых отложений), значительно возрастает в полосе (шириной до 80 км), приуроченной к указанным краевым швам. Такое увеличение мощностей ниже-среднепалеозойских отложений на краю Русской плиты связано с Эмбенской зоной перикратонных опусканий.

На севере Туранская плита ограничена выходами палеозойских и докембрийских пород Уральского «хребта». В большинстве мест граница платформенного чехла Туранской плиты и выходов палеозойского фундамента Урала имеет эрозионный характер, но в ряде случаев совпадает с разломами. Нередко на некотором удалении от выходов фундамента проходят более резкие границы в виде разломов и флексур.

От Западно-Сибирской плиты Туранская отделена Кустанайской седловиной, через которую чехол обеих плит соединяется между собой. На северо-востоке она ограничена Центрально-Казахстанским щитом.

На востоке Туранская плита граничит с Западно-Тянь-Шаньской эпиплатформенной орогенной областью. Единого мнения о границе Туранской плиты и Западно-Тянь-Шаньской эпиплатформенной орогенной области не существует. Одни исследователи (Резвой, 1962; Борисов, 1964; Тектоника и нефтегазоносность..., 1963; Таль-Вирский, 1964) считают, что эта граница проходит по глубинному разлому, названному «Западно-Тянь-Шаньским поперечным глубинным швом» (Резвой, 1962) или «Северным краевым глубинным разломом Тянь-Шаня» (Таль-Вирский, 1964). Эта граница проходит вдоль юго-западных отрогов Гиссара, оконечностей Туркестанского и Зеравшанского хребтов, через Приташкентский район к окончанию Киргизского хребта, где поворачивает на восток.

Другие исследователи (Рыжков, 1962; Тектоника и некоторые вопросы..., 1962; Рыжков, Давлятов и др., 1965) считают, что такой резкой границы между этими двумя областями нет, а область эпиплатформенного орогенеза на участке Кызылкумских возвышенностей далеко вдается в пределы Туранской плиты. Непосредственно же переходы одной области в другую могут иметь различный характер: через предгорные впадины, по флексурно-разрывной зоне или посредством плавного перехода.

Мы границу Туранской плиты и эпиплатформенной орогенной области Тянь-Шаня проводим в общем по прямолинейной зоне, идущей от р. Аму-Дарьи вдоль склона юго-западных отрогов Гиссара в северо-восточном направлении к г. Ташкенту, намеченной Д. П. Резвым (1962), Б. Б. Таль-Вирским (1964) и др. Эта зона шириной примерно 30—50 км хорошо отражается в орографии значительным скачком высотных отметок, резким изменением размаха неогеново-антропогенных движений (0,5—1,5 км в пределах Туранской плиты, 5—15 км — в области эпиплатформенного орогенеза), разделом сейсмоактивных районов Тянь-Шаня и сейсмичных Турана (Попов, Резанов, 1955), сменой типа строения земной коры (сгущение стратоизогипс поверхности Мохоровичича на этой границе, связанное с резким увеличением толщины земной коры в Тянь-Шане) и, наконец, градиентом силы тяжести, оконтуривающим огромный гравитационный минимум эпиплатформенного орогена Тянь-Шаня.

В долине р. Аму-Дарьи, у затухания юго-западных отрогов Гиссара, эта граница поворачивает почти в широтном направлении, доходя до западного борта Таджикской впадины. Отсюда граница Туранской плиты и эпиплатформенной орогенной области протягивается в юго-западном направлении вдоль северных склонов хребтов Северо-Афганского поднятия к Банди-Туркестана до альпийской складчатой зоны Паропамиза. Характер сочленения Туранской плиты и эпиплатформенной орогенной области различный. Местами участки плиты по разломам или флексурам сопряжены с горными хребтами эпиплатформенного орогенеза. В других случаях от-

посительно небольшой мощности отлсжения платформенного чехла плиты граничат с предгорными прогибами и впадинами, выполненными мощными толщами неогеново-антропогеновых образований.

На юге Туранская плита имеет резкую границу с альпийской складчатой областью Копет-Дага, которая выражена в виде крупной зоны разломов. Перед фронтом Копет-Дагского горного сооружения четко выделяется Предкопетдагский краевой прогиб.

На западе Туранская плита покрыта водами Каспийского моря. Граница ее здесь условная. На самом деле через область мелкоморья Северного Каспия Туранская плита соединяется со Скифской плитой Европейской части СССР, которая также представляет собой участок молодой Урало-Сибирской платформы.

В настоящее время тектоника древних платформ достаточно хорошо изучена, главным образом благодаря работам советских и американских исследователей. По тектонике древних платформ имеется ряд сводных и обобщающих работ, примером которых могут служить широко известные исследования Н. С. Шатского.

Территории, выделяемые под названием молодых (эпипалеозойских) платформ, по геологическому строению настолько отличаются от древних платформ, что некоторые исследователи считают необходимым выделять их в особую категорию структур земной коры под названием «области завершенной складчатости» (Шейнманн, 1959). В пределах СССР молодые платформы занимают обширные пространства, не уступающие по площади древним платформам. Изучение строения и развития молодых платформ весьма важно для правильного направления поисков различных полезных ископаемых, приуроченных к породам складчатого фундамента и платформенного чехла.

До последнего десятилетия молодые платформы в геологическом и геофизическом отношении были изучены несравненно слабее древних платформ. В частности, на их территории почти совсем не было глубоких скважин. К настоящему времени положение изменилось. Молодые платформы стали объектами различного рода геологических и геофизических работ многочисленных организаций. В особенности большие работы проведены на Скифской плите (в Предкавказье) и Туранской плите. Уже накопился обширный фактический материал, появился ряд статей, освещающих строение отдельных районов и некоторые общие вопросы строения и истории тектонического развития этих территорий. Однако обобщений, в которых были бы выяснены особенности и закономерности развития молодых платформ, рассмотрены черты сходства и различия их от древних платформ, определено влияние тектоники на размещение свойственных платформенному чехлу полезных ископаемых, до сих пор не создано. Задача проводимых нами исследований и заключается в том, чтобы дать подобное обобщение.

В качестве основного объекта исследования выбрана Туранская плита. Это объясняется несколькими причинами. Во-первых, Туранская плита достаточно велика и неодинакова по геологическому строению. Она заложилась на фундаменте различного возраста — от каледонского до позднегерцинского. В ее пределах изменения мощности осадочного чехла довольно значительны: от первых метров до 5—10 км. В платформенном чехле плиты развиты разнообразные по морфологии и размерам структуры. На юге она граничит с областью альпийской складчатости, но северные ее районы удалены от этой области на 800—1000 км. Во-вторых, Туранская плита к настоящему времени достаточно хорошо и более или менее равномерно изучена. Для разных ее участков имеется большой геологический и геофизический материал, который позволяет с достаточной полнотой восстановить морфологию и историю развития существующих в ее пределах крупных и мелких структур.

Другие эпипалеозойские плиты СССР в указанных отношениях менее интересны. Западно-Сибирская плита изучена крайне неравномерно и к северо-востоку от р. Оби практически не исследована. Скифская плита изучена хорошо, но мала по площади и более однообразна по условиям геологического строения.

Таким образом, Туранскую плиту можно рассматривать как тектонотип молодых (эпипалеозойских) плит. Изучение всей территории этой плиты, предпринятое по единой программе, должно вскрыть многие закономерности строения и развития, свойственные эпипалеозойским платформам. С этой точки зрения Туранская плита изучалась нами в течение последних лет.

Тектоника равнин Турана с давних пор привлекала внимание геологов. Однако до применения в геологической службе большого объема буровых работ и особенно геофизических исследований более или менее достоверные сведения имелись только о тектоническом строении тех участков которые относительно хорошо обнажены и доступны. Поэтому еще работами конца прошлого и начала этого столетия были выявлены некоторые черты строения Мангышлака, Большого Балхана (Н. И. Андрусов, М. В. Баярунас, П. М. Васильевский, И. И. Никшич и др.). Остальная труднодоступная и малообнаженная территория пустынь и полупустынь Турана оставалась по существу «белым пятном». Собранные в то время материалы послужили основой для составления ряда мелкомасштабных структурных схем (С. Бубнов, А. П. Карпинский, Г. Штилле и др.), в пределы которых включалась и территория Туранской плиты.

Изучение строения равнин Турана, главным образом только по естественным обнажениям, в общем продолжалось до послевоенных лет (до конца сороковых годов). Количество новых сведений с каждым годом увеличивалось и охват исследованиями все новых районов возрастал. За это время стали известны основные черты тектоники таких крупных и важных для общего представления о строении всей плиты районов, как Мангышлак, Северное Приаралье, Туаркыр, низовья рек Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи, частично Устюрт и др. В этом отношении очень много дали исследования С. Н. Алексейчика, А. Д. Архангельского, О. С. Вялова, Н. С. Зайцева, Н. Г. Кассина, Н. П. Лупова, В. В. Мокринского, Б. А. Петрушевского, М. М. Пригоровского, А. И. Смолко, Н. С. Шатского, А. Л. Яншина и многих других.

На основании разрозненных данных о тектонике отдельных участков Закаспийских степей появился ряд схем, на которых строение значительных областей Туранской плиты рассматривалось в связи с вопросом о соотношении складчатых систем Мангышлака, Урала и Тянь-Шаня, погружающихся под платформенный чехол Турана. Отдельные гипотезы и догадки, высказанные в то время на основании скудного фактического материала, в дальнейшем блестяще подтвердились. К таким схемам прежде всего относятся знаменитые схемы структуры Прикаспийских степей А. Д. Архангельского (1923, 1932, 1941), разбор которых прекрасно дан А. Л. Яншиным (1951). К ним же принадлежат широко известные схемы А. Л. Яншина (1945, 1948, 1951) и Б. А. Петрушевского (1955).

Только после Великой Отечественной войны и в особенности с конца сороковых — начала пятидесятих годов по всей территории Туранской плиты в большом объеме развернулись планомерные геологосъемочные, буровые и геофизические работы. Особо следует отметить все нарастающее количество глубоких скважин, бурящихся главным образом в связи с поисками нефти и газа, огромный объем сейсморазведочных исследований, ведущихся в различных модификациях. К настоящему времени вся Туранская плита охвачена геологическими, гравиметрическими и магнитометрическими съемками; во многих ее местах проведены буровые, сейсморазведочные и электроразведочные работы. Одновременно в литературе начали

появляться данные о тектонике этих участков. В последние пять — восемь лет были опубликованы многочисленные структурные карты и тектонические схемы, охватывающие значительные районы Туранской плиты.

Схемы, охватывающие юго-восточное обрамление Прикаспийской синеклизы, были даны П. Я. Авровым (1957), М. П. Казаковым (1957), Н. В. Неволным (1958а), В. С. Журавлевым (1960) и др.

По территории окраин Мугоджар и Приаралья опубликованы схемы Р. Г. Гарецкого и В. И. Шрайбмана (1956, 1958), В. И. Самодурова (1957), Р. Г. Гарецкого (1958, 1962б), А. К. Замаренова (1959), А. Л. Яншина (1953, 1955, 1962), Д. П. Голуб (1964) и др. Тектоника отдельных частей Устюрта, всего плато, а иногда и прилежащих территорий изображена на структурных и тектонических картах П. И. Краева (1957), Ю. М. Васильева (1958), Н. В. Неволна (1958б), Ю. Я. Кузнецова и В. В. Прусова (1960), Ю. М. Васильева и В. С. Мильничука (1961, 1962), М. С. Арабаджи, Ю. М. Васильева и В. С. Мильничука (1963), Ю. М. Кузнецова, В. В. Прусова и Д. А. Туголесова (1963), Д. А. Туголесова (1963), И. С. Плещеева (1964), Л. Г. Кирюхина и И. С. Плещеева (1964), С. А. Манилова (1964), Р. Г. Гарецкого, Л. Г. Кирюхина и И. С. Плещеева (1965) и др.

Строение Мангышлака и соседних с ним площадей рассмотрели Б. Ф. Дьяков (1957, 1963, 1965), А. И. Димаков (1957, 1959), А. Б. Коган и И. М. Пасуманский (1959), И. С. Плещеев, А. И. Шарапов и А. Е. Шлезингер (1961), А. С. Столяров (1961), А. С. Столяров и А. Е. Шлезингер (1962), А. И. Димаков, Е. В. Семенова и Г. И. Слепакова (1963), А. Е. Шлезингер (1965а, б) и другие; тектоника Прикарабагазья — П. Н. Куприн (1959, 1965), П. Н. Куприн и А. И. Левин (1962) и другие; Южного Приаралья — О. А. Кузьмина (1960, 1964), Г. Ф. Пантелеев и Н. Г. Попов (1961), В. М. Лигуша (1962, 1964); Центральных Кызылкумов — Ю. А. Лихачев и В. С. Владимирский (1961), К. К. Пятков и А. К. Бухарин (1962), К. К. Пятков, И. А. Пяновская и А. К. Бухарин (1963), А. К. Бухарин, И. А. Пяновская и К. К. Пятков (1964), В. Г. Гарьковец (1964а, б).

Особенно много было издано структурных и тектонических карт и схем, охватывающих всю Туркмению или отдельные ее районы. Среди них можно назвать схемы Ю. Н. Година (1957б, 1960в), Н. П. Лупнова (1957в), Л. Н. Смирнова (1957), А. А. Борисова (1958), Ю. Н. Година, Н. П. Лупнова, Ю. И. Сытина и П. К. Чихачева (1958), И. В. Скворцова (1958), Д. П. Касаткина (1960, 1961), А. И. Смолко, Н. М. Радюкевича и Г. Н. Виханского (1960), Р. Е. Айзберга (1961), М. М. Германюка, А. Н. Давыдова и Г. Х. Дикенштейна (1961), Г. А. Габриэлянца и др. (1962), В. Г. Коца (1962), Г. И. Амурского и Г. Х. Дикенштейна (1963), Г. А. Габриэлянца (1963), В. Г. Коца и В. А. Теплицкого (1963), Г. И. Амурского (1964, 1965), А. В. Глазуновой (1964) и др. Строение Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области рассмотрено в работах Л. Г. Жуковского и В. Д. Ильина (1957), Е. В. Лебзина (1958а, б, 1960, 1961б), А. Г. Бабаева и Е. В. Лебзина (1959, 1960а, б, 1965), Я. М. Зорькина и др. (1959), О. А. Рыжкова и Ш. Д. Давлятова (1959), Б. Б. Таль-Вирского (1961а), О. А. Рыжкова (1962), Е. В. Лебзина, И. С. Старобинца (1964), О. А. Рыжкова и др. (1965) и др.

Тектоника Тургайской равнины освещена в работах Е. П. Бойцовой и др. (1955), И. И. Горского и Н. И. Леоненок (1958), Е. А. Мазиной (1958), Е. А. Мазиной и Н. К. Овечкина (1958), Б. М. Михайлова и В. А. Ларионова (1961), Е. М. Ананьевой и др. (1963), Б. А. Кулубекова (1965) и др.; строение Сыр-Дарьинской впадины и Чуйской синеклизы изображено на схемах, опубликованных в работах А. В. Кучапина (1957), К. Х. Бакирова, М. А. Чимбулатова и Ю. С. Лушкова (1961), Н. Я. Кунина (1961, 1962б, 1964а, 1965), А. Г. Новикова, Ф. Е. Сеницына и Г. П. Филипьева (1963), Т. Б. Саргаскаева (1963), Г. Х. Дикенштейна,

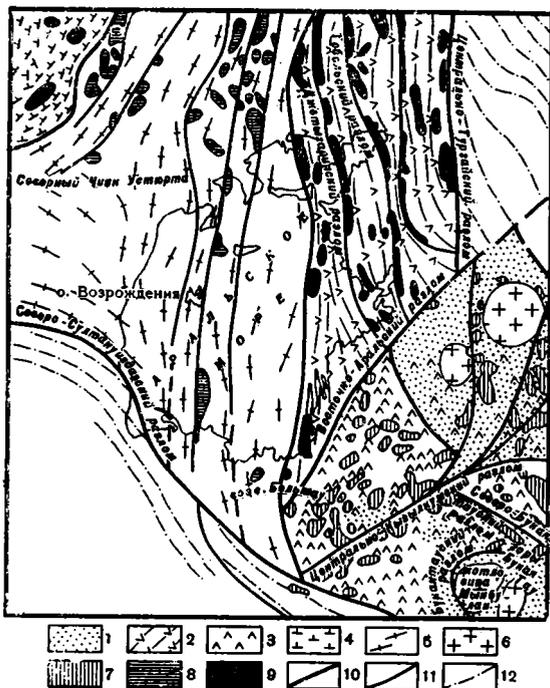


Рис. 4. Схема геологического строения Приаралья (по Голуб, 1964).

1 — осадочные породы; 2 — осадочно-вулканогенная валерьяновская формация; 3 — эффузивы среднего состава; 4 — эффузивы основного состава; 5 — гнейсы и гнейсо-граниты; 6 — граниты; 7 — гранодиориты и диориты; 8 — основные породы; 9 — ультраосновные породы; 10 — разломы по границам зон; 11 — разломы; 12 — простираие структур зон VI и VII.
 I — зона — Уралтауская; II — зона: А — Зеленокаменная, Б — Урало-Тобольская, В — Прииргизская, Г — Аятская; III — зона — Зауральская; IV — зона — Бельтауская; V — зона — Тюратамская; VI — зона — Центральный Казахстан; VII — зона — Кассармино - Султан-Уиздагская

Г. Х. Дикенштейна и др. (рис. 10) и схему региональной тектоники эпигерцинской платформы юга СССР А. А. Бакирова (рис. 11).

По геологическому строению (в том числе и тектонике) отдельных крупных областей Туранской плиты за последние пять лет были выпущены монографии. К ним принадлежат следующие работы: «Геология Тургайского прогиба» (1961), вышедшая под редакцией Н. К. Овечкина, «Тектоника и некоторые вопросы нефтегазоносности мезо-кайнозойских отложений Узбекистана» (1962), под редакцией О. А. Рыжкова, монографии Г. И. Амурского, Д. М. Мильштейна и Л. Н. Смирнова (1961), Н. В. Неволина (1961, 1965), А. М. Акрамходжаева и др. (1962), Р. Г. Гарецкого (1962а), В. С. Днепров (1962), А. Г. Бабаева и др. (1964), Н. А. Калинина (1963), М. М. Чарыгина и др. (1963). Геология и нефтегазоносность... (1964), А. Е. Шлезингера (1965б) и др. Для характеристики существующих представлений о тектонике этих областей из некоторых монографий мы приводим схемы по Бухаро-Хивинской области (рис. 12), Каракалпакии (рис. 13), Западному Казахстану (рис. 14 вкладка, см. в конце книги) и Прикарабогазью (рис. 15). Дополнительного описания этих схем мы не даем, так как подписи под ними достаточно объясняют их содержание.

В работе А. А. Борисова и др. (1960) и особенно в таких крупных монографиях, как «Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии» (1963), вышедшая под редакцией Г. Х. Дикенштейна, и «Гео-

В. А. Загоруйко и Ф. Е. Сидницына (1964), Г. Х. Дикенштейна, А. Г. Новикова и др. (1964), В. И. Дитмара (1965), В. И. Самодурова (1965) и др.

Здесь мы приводим некоторые из названных схем для Устюрта (рис. 3, вкладка, см. в конце книги), Приаралья (рис. 4—6), Мангышлака (рис. 7), Туркмении (рис. 8), Сыр-Дарьинской впадины (рис. 9). Подписанные подписи объясняют содержание этих схем.

Одновременно с перечисленными выше статьями появились работы, в которых освещена тектоника чехлы или фундамента всей или большей части Туранской плиты. К ним относятся работы Р. Г. Гарецкого и В. И. Шрайбмана (1960), Ю. И. Сытина, П. К. Чихачева и П. П. Чуенко (1960), Ю. Н. Година и Ю. И. Сытина (1961), Р. Г. Гарецкого (1964), Г. Х. Дикенштейна, Г. А. Габриэлянц и др. (1964), А. А. Бакирова (1965). Из упомянутых работ мы приводим схему расположения основных структурных элементов западных районов Средней Азии

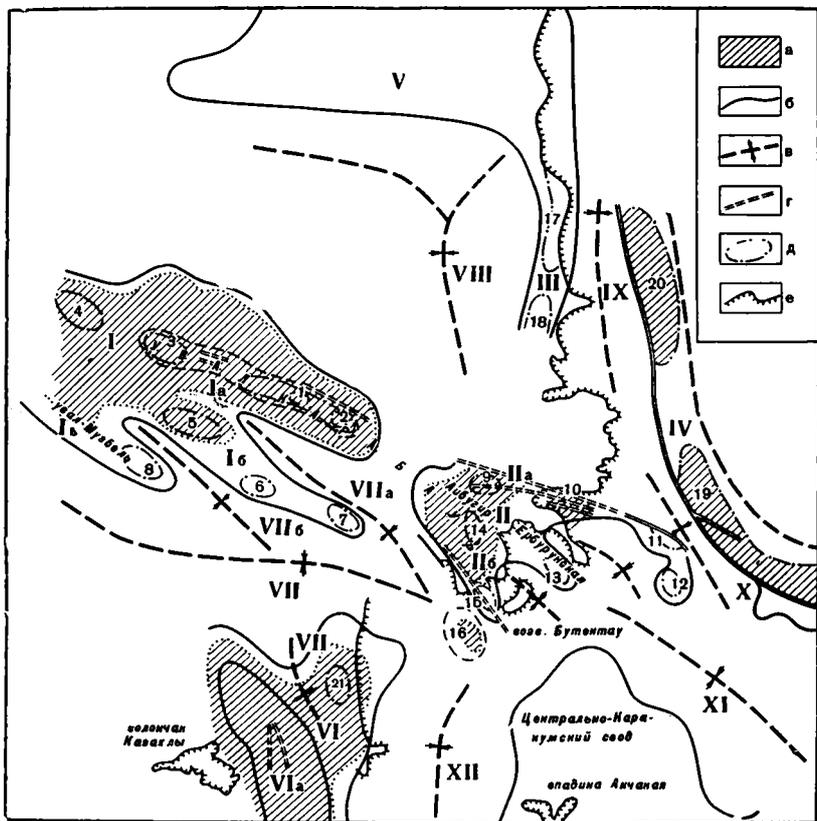


Рис. 5. Схема тектоники мезо-кайнозойского покрова низовий р. Аму-Дары, Центрального и Юго-Восточного Устюрта (по Кузьминой, 1964).

a — участки залегания пород меловой системы под неогеновыми и четвертичными отложениями; *b* — контуры приподнятых тектонических элементов; *c* — направление прогибов; *г* — линии тектонических нарушений; *д* — локальные поднятия; *е* — чинки (обрывы).
 1 — Центрально-Устюртская зона поднятий; 1а — Карабаурский вал, 1б — Хоскудукская антиклинальная зона, 1в — Музельская антиклинальная зона. Поднятия: 1 — Карабахтинское, 2 — Карамолинское, 3 — Акмечетское, 4 — Курманюкское, 5 — Хоскудукское, 6 — Шахпахтинское, 7 — Северо-Ассакеауданское, 8 — Музельское; 11 — Айбугиро-Шорджинская зона поднятий. Антиклинальные зоны: 11а — Айбугирская, 11б — Шорджинская. Поднятия: 9 — Аксаймакское, 10 — Айбугирское, 11 — Ждановское, 12 — Курганчирское, 13 — Ербурунское, 14 — Шорджинское, 15 — Южно-Шорджинское, 16 — Центрально-Сарыкамышское; III — Аламбек-Кабанбайская зона поднятий. Поднятия: 17 — Кабанбайское, 18 — Аламбекское; IV — Султан-Уиздагская зона поднятий. Поднятия: 19 — Холжейлинское, 20 — Тахтакаирское; V — Актумсун-Кассарминская зона поднятий; VI — Туаркырская зона поднятий; VIа — Гокленкуосинская антиклиналь, 21 — Агынское поднятие; VII — Ассакеауданский прогиб; VIIа — Байский прогиб, VIIб — Кажантский прогиб, VIIв — Узункуинский прогиб; VIII — Барсакельмский прогиб; IX — Сулочий прогиб; X — Куня-Ургенчский прогиб; XI — Дарьялык-Дауданский прогиб; XII — Верхне-Узбойский прогиб

логические условия и основные закономерности размещения скопления нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР, т. I. Средняя Азия» (1963), составленной под редакцией А. А. Бакирова, освещается тектоника большей, южной, части Туранской плиты. Из работы А. А. Борисова и др. (1960) нами приведена тектоническая схема (рис. 16). В двух других упомянутых монографиях даны схемы, уже ранее публиковавшиеся (см. рис. 10 и 11).

Как видно из сделанного нами краткого обзора изученности тектоники Туранской плиты, интересующая нас проблема благодаря работам многих исследователей продвинулась далеко вперед. Однако Туранская плита еще не рассматривалась как единый крупный тектонический элемент, тектоническое строение освещалось лишь для какого-либо определенного структурного уровня. Поэтому описание тектоники от наиболее глубинных из известных горизонтов до поверхностных, а также соотношения между этими горизонтами требовало специальных исследований. Рассмотрение

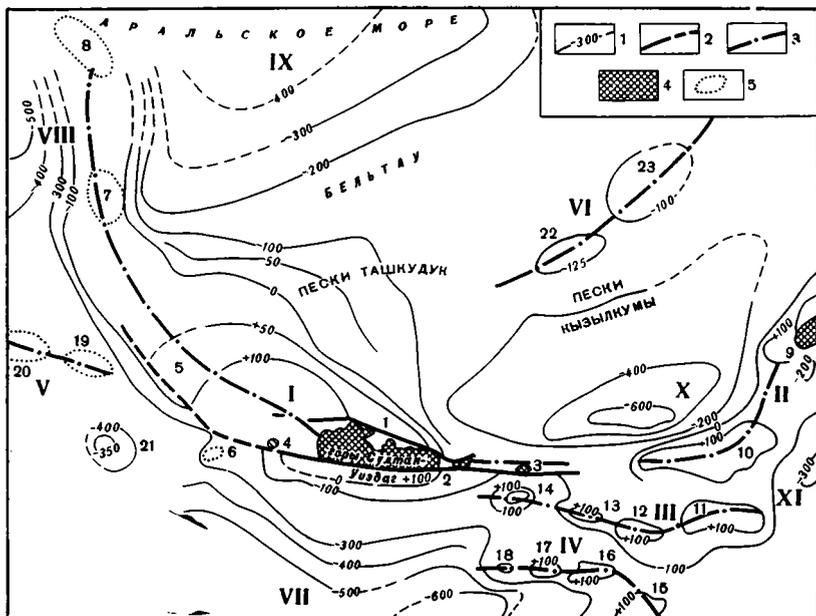


Рис. 6. Схема альпийской тектоники Южного Приаралья (по Лигуше, 1964).

1 — изогипсы по поверхности мела; 2 — разломы; 3 — оси поднятий; 4 — выходы фундамента на современную поверхность; 5 — контуры локальных поднятий.

Зоны поднятий: I — Кассарминско-Султан-Уиздагская, II — Букантауская. Вали: III — Мамырдынкаракырский, IV — Кошайский, V — Айбугирский, VI — Тойкеткенский. Впадины и прогибы: VII — Хивинско-Саятская, VIII — Судочий; IX — Восточно-Аральский, X — Таджикизганский, XI — Минбулакский.

Локальные складки и поднятия: 1 — Султан-Уиздагское, 2 — Аязкалинское, 3 — Кокчинское, 4 — Кубатауское, 5 — Ходжейлинская, 6 — Ленинская, 7 — Кызылджарская, 8 — Муйнакская, 9 — Букантауское, 10 — Джаракудукская, 11 — Бузаубайская, 12 — Атантайская, 13 — Мамырдынкаракырская, 14 — Джанбаскалинская, 15 — Кошайская, 16 — Кастауская, 17 — Каратауская, 18 — Сокульская, 19 — Ждановская, 20 — Айбугирская, 21 — Курганчинская, 22 — Тойкеткенская, 23 — Боктыбулакская

тектоники Туранской плиты с отмеченных выше позиций и составляет основную задачу данной монографии.

Чтобы сравнить строение разных участков Туранской плиты и проследить изменение их геологической истории во времени, нами составлена серия структурных карт для территории всей плиты по различным наиболее выраженным горизонтам. Строение платформенного чехла Туранской плиты достаточно полно вырисовывается из рассмотрения структурных карт подошвы среднемиоценовых отложений, поверхности меловых, юрских пород и фундамента. Кроме того, составлены схемы изменения мощностей юрских и меловых отложений. Основные черты тектонического строения фундамента изображены на структурной карте подошвы верхнего структурного яруса фундамента, на карте равных мощностей отложений верхнего структурного яруса фундамента и на схеме внутренней структуры фундамента со снятием его верхнего яруса. Особенности строения земной коры и верхней мантии Туранской плиты отображены на структурной схеме подошвы земной коры (поверхности Мохоровичича), схеме мощностей консолидированной земной коры и схеме плотностной неоднородности верхней мантии. На основе перечисленных карт и схем нами описана ниже тектоника Туранской плиты. Частично результаты нашей работы уже опубликованы (Гарецкий, 1964; Вольвовский, Гарецкий и др., 1964, 1965; Шлезингер, 1965а, б).

При составлении текста монографии и графических приложений были учтены материалы, полученные до лета 1964 г. включительно, а также вся

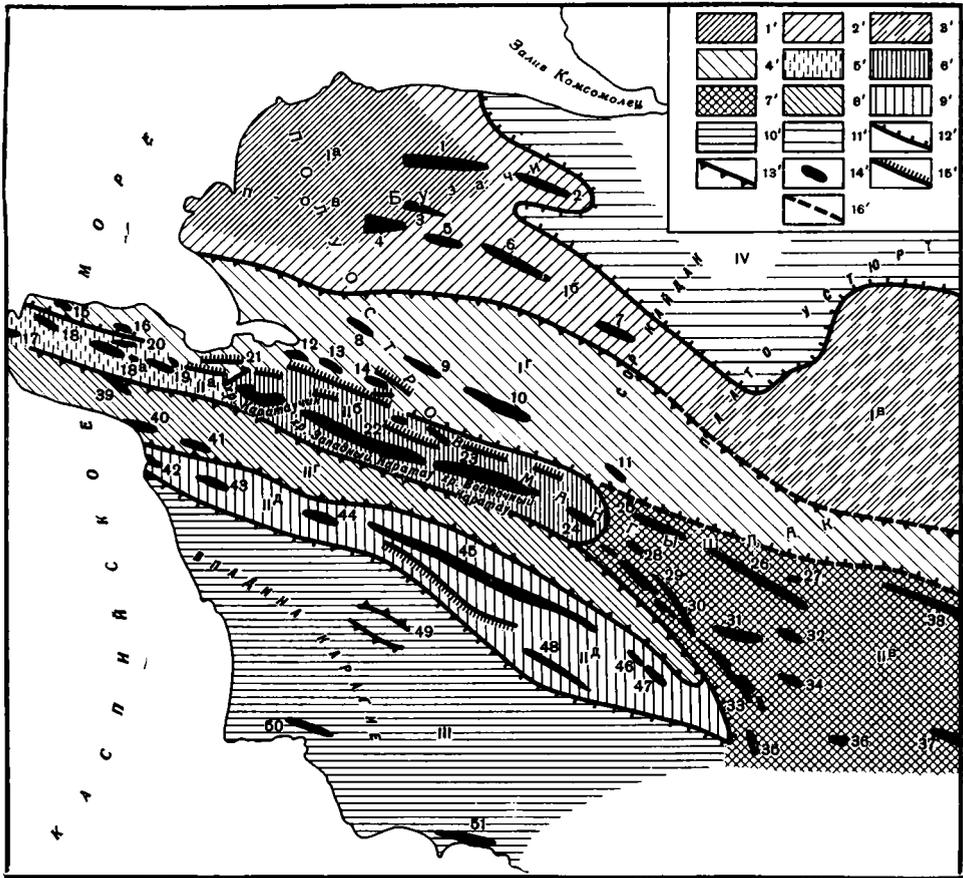


Рис. 7. Тектоническая схема п-ова Мангышлак (по Дьякову, 1957).

Северо-Мангышлакская тектоническая зона. 1' — Ia — Северо-Бузачинское поднятие; 2' — Ib — Кайданская седловина и восточный склон Северо-Бузачинского поднятия; 3' — Ic — область предполагаемого Байчагырского поднятия. Структуры: 1 — Северо-Бузачинская, 2 — Турумская, 3 — Бесобинская, 4 — Шоная, 5 — Западно-Кызанская, 6 — Кызанская, 7 — Кырымская; 4' — IIa — Южно-Бузачинский прогиб; 8 — Кошакская, 9 — Джаман-Кизилитская, 10 — Нисккудукская, 11 — Монатинская, 12 — Мурзатайская, 13 — Усакская, 14 — Шорымская, 15 — Узюмтамская; 16 — Каратамская. II — Центрально-Мангышлакская тектоническая зона. 5' — IIa — Тюбкараганское поднятие; 17 — Кусайнинская, 18 — Тюбеджикская, 18a — Северо-Тюбеджикская, 19 — Джангуршинская, 20 — Учтамская; 6' — IIb — Каратауское поднятие; 21 — Каратаучик; 22 — Западный Каратау; 23 — Восточный Каратау; 24 — Огюзская; 7' — IIв — Тонаша-Караманское поднятие; 25 — Тузбайрская, 26 — Акпанская, 27 — Кызыладырская, 28 — Жанашиная, 29 — Сазская, 30 — Кызылсуинская, 31 — Чопнальская, 32 — Карайская, 33 — Тонашинская, 34 — Акорпанская, 35 — Кунабайская, 36 — Карашекская, 37 — Кугусем-Караманская, 38 — Центрально-Устюртская, 8' — IIг — Чакырганский прогиб; 39 — Джараульская, 40 — Сауринская, 41 — Дунгинская; 9' — IIд — Бене-Вашкудукское поднятие; 42 — Жоласканская, 43 — Эспелисайская, 44 — Куюлусская, 45 — Карасязь-Таспаская, 46 — Шалабайская, 47 — Сенекская, 48 — Узеньская, 10' — III — Южно-Мангышлакская тектоническая зона. 49 — Жетыбайское поднятие; 50 — Ералиевская, 51 — Токмаковская; 11' — IV — Северо-Устюртская тектоническая зона; 12' — границы тектонических зон; 13' — границы крупных тектонических поднятий и прогибов; 14' — локальные структуры; 15' — флексуры; 16' — сбросы

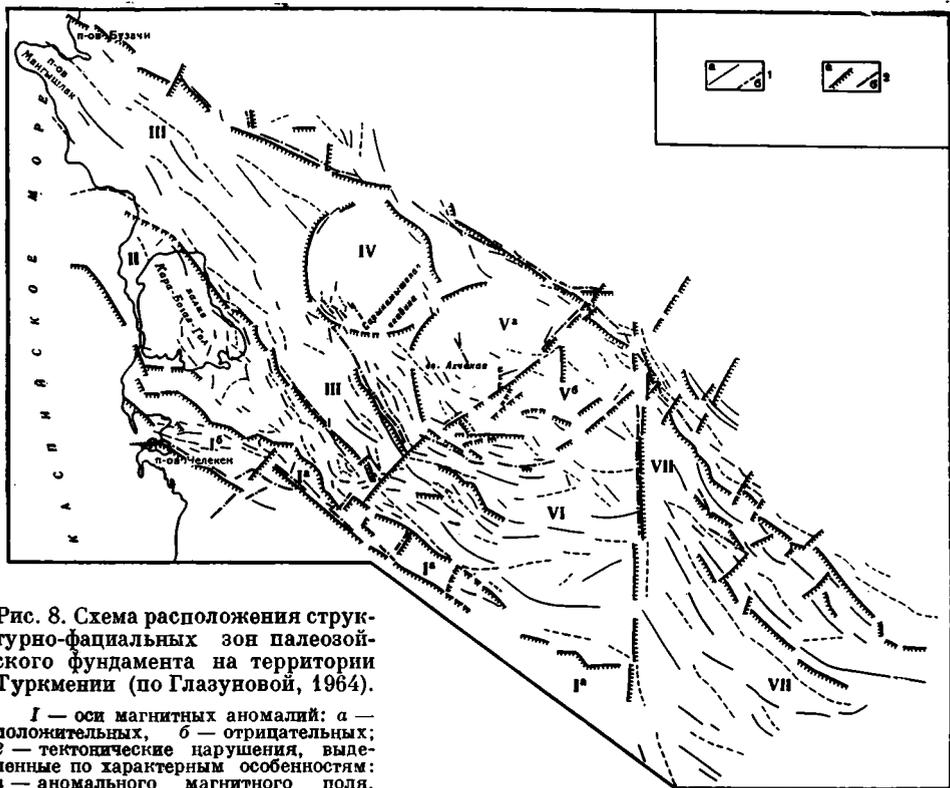


Рис. 8. Схема расположения структурно-фациальных зон палеозойского фундамента на территории Туркмении (по Глазуновой, 1964).

I — оси магнитных аномалий: а — положительных, б — отрицательных; 2 — тектонические нарушения, выделенные по характерным особенностям: а — аномального магнитного поля, б — гравитационного поля

Прикопетдаг-Красноводская зона: I^a — Прикопетдагская подзона, I^б — Красноводская подзона, II — Карабагазская зона; III — Южно-Устыртская зона; IV — Сарынамьшская зона; Центрально-Каракумская зона: V^a — Северо-Западная подзона, V^б — Юго-Восточная подзона; VI — Ербентская зона; VII — Восточно-Туркменская зона

Рис. 9. Схема тектоники территории Кызылкумов (по Дикенштейну, Загоруйко, Синицыну, 1964).

Выходы на поверхность складчатого фундамента: 1 — каледонского, 2 — раннегерцинского, 3 — среднегерцинского, 4 — позднегерцинского. Выходы на поверхность отложений: 5 — полого дислоцированных средне- и верхнепалеозойских, 6 — юрских, 7 — меловых, 8 — контуры валов и поднятий; 9 — контуры впадин и прогибов; 10 — антиклинальные складки; 11 — глубинные разломы, разделяющие различные в геотектоническом отношении области и выявленные по данным геокартирования; 12 — то же, по данным геофизики; 13 — каледонские разломы; 14 — герцинские разломы, обновленные в альпийское время; 15 — альпийские разломы; 16 — изогипсы по кровле каледонского фундамента; 17 — то же, по кровле герцинского фундамента; 18 — то же, по кровле верхнемеловых отложений; 19 — предполагаемая область распространения юрских отложений; 20 — пробуренные скважины

Структуры Приаралья. I — Джиланское поднятие; II — Тастюбинское поднятие; III — Джусалинский выступ; IV — Бузгульский вал; V — Мазартюбинское поднятие; VI — Акколлинское поднятие; VII — Султан-Уиздагский вал; VIII — Челкарский прогиб; IX — Тугузский прогиб; X — Таджиказганский прогиб; Антиклинальные складки: 1 — Куландинская, 2 — Жаксыбуташская, 3 — Тастюбекская, 4 — Кучокинская, 5 — Ушчокинская, 6 — Кайнар-Буланская, 7 — Тюлькилинская, 8 — Адаматинская, 9 — Тюратамская, 10 — Кекесалгинская, 11 — Вайболатская, 12 — Акалтынская, 13 — Бурумбайская, 14 — Алтынарская, 15 — Сарыбулакская, 16 — Каракан, 17 — Ачисайская, 18 — Анбастинская, 19 — Баймыккольская, 20 — Жумартская, 21 — Кумкалинская, 22 — Бокандынская, 23 — Акмырская, 24 — Кельская, 25 — Мунараудунская, 26 — Сугбетская, 27 — Зангарская, 28 — Вогалинская, 29 — Актакырская, 30 — Бактыбулакская, 31 — Тайкенкентская, 32 — Улькенкараорская, 33 — Ходжейлинская, 34 — Кубатауская, 35 — Аязкалинская, 36 — Джаракудунская.

Структуры Кызылкумской впадины. XI — Карактауское поднятие; XII — Кугозский прогиб; XIII — Средне-Сыр-Дарьинский прогиб; XIV — Арасский прогиб. Антиклинальные складки: 37 — Дорткудукнурасинская, 38 — Текейская, 39 — Чаулдырская, 40 — Арыстандынская, 41 — Тимурская, 42 — Аккумская, 43 — Кенпенкалддынская, 44 — Акозекская, 45 — Шаульдерская, 46 — Татарская, 47 — Асарчикская, 48 — Центрально-Коскунурская, 49 — Восточно-Коскунурская, 50 — Южно-Шаульдерская, 51 — Каракунгурская, 52 — Арыская, 53 — Андалинская, 54 — Исакудунская, 55 — Байрамкумская, 56 — Подобная, 57 — Широная, 58 — Кымпартауская, XV — Аяккудукский прогиб; XVI — Чимкеитский вал. Антиклинальные складки: 59 — Каратакская, 60 — Уртабаская, XVII — Чули-Приташкентское поднятие. Антиклинальные складки: 61 — Вогалинская, 62 — Темерчинская, 63 — Нарчинская, 64 — Мансуралинская; 65 — Чимурбайская, 66 — Алымтауская, 67 — Айгыршанская, 68 — Купол Тас-Котан, 69 — Мастагауская, 70 — Дарбазинский купол; 71 — Кынгранская, 72 — Майско-Полторацкая зона, 73 — Джаусумкумская; XVIII — Приташкентская впадина. Антиклинальные складки Южно-Тургайской впадины: 74 — Челкар-Тенгизская, 75 — Биргомская, 76 — Усанбайтамынская, 77 — Тузкульская, 78 — Телекульская, 79 — Кумкольская, 80 — Даутская, 81 — Сарыкудунская.

Структуры Западно-Чуйской впадины. XIX — Бугульжильское поднятие; XX — Компансорский прогиб; XXI — Сузакско-Байкадамский прогиб; 82 — Озерная антиклинальная складка



опубликованная литература до конца 1964 г. и лишь некоторые работы, вышедшие в начале 1965 г.

В начале работы приведено очень краткое описание пород фундамента, обнаженных как по окраине плиты, так и внутри нее, а также вскрытых бурением под платформенным чехлом, и кратко освещены структурные ярусы отложений платформенного чехла. Далее описаны сейсмические горизонты, которые послужили основой для составления большинства структурных карт, а также плотностная характеристика разреза земной коры, знание которой помогло правильно интерпретировать данные гравиметрии и использовать их для различных структурных построений. Изложенные материалы позволили составить приведенные в монографии основные карты и схемы.

Описательная часть работы посвящена характеристике строения платформенного чехла Туранской плиты по разным структурным горизонтам, начиная от подошвы среднемиоценовых отложений и кончая поверхностью фундамента; строению фундамента Туранской плиты, в том числе и его верхнего структурного яруса, строению земной коры и верхней мантии Туранской плиты.

Монография заканчивается обобщающими главами, в которых разбираются некоторые особенности строения Туранской плиты, ее тектонического развития, связи тектоники и размещения ряда полезных ископаемых и, наконец, сходства и различия в строении молодых и древних плит.

В работе мы придерживаемся терминологии, предложенной нами для основных типов структур молодых платформ (Гарецкий, Шлезингер, Яншин, 1965). Внутри плит молодых платформ выделяются структурные элементы следующего, более низкого порядка, среди которых мы различаем: синеклизы, впадины, зоны прогибов, одиночные прогибы, своды, седловины, зоны поднятий, системы мегантиклиналей и мегасинклиналей, одиночные мегантиклинали, моноклинали, зоны ступеней.

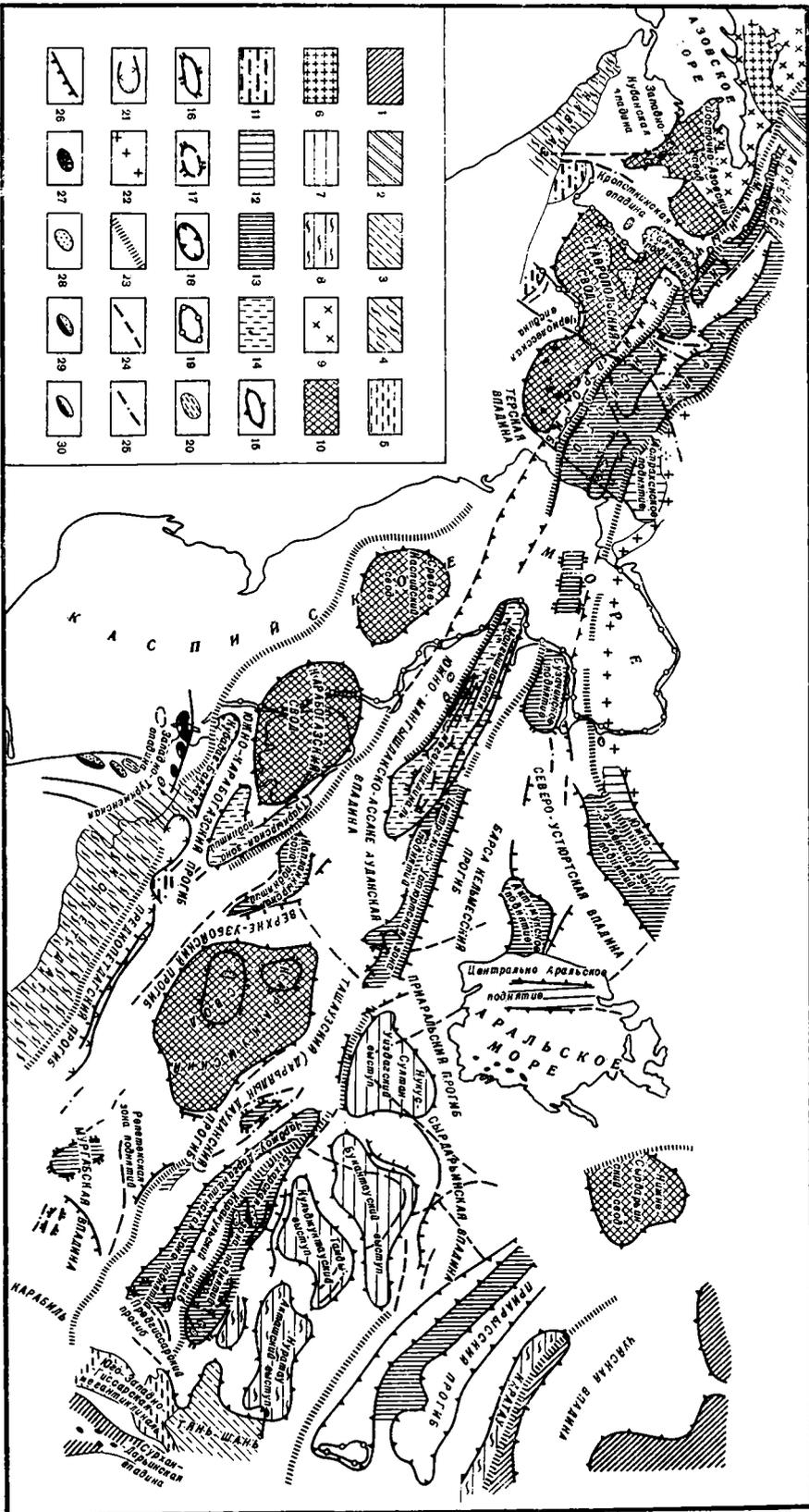
Синеклизы — плоские крупные (сотни тысяч квадратных километров) синклинальные платформенные структуры, имеющие в плане неправильную слабо вытянутую или изометричную форму и характеризующиеся чрезвычайно пологими наклонами слоев на крыльях (обычно минуты, реже доли градусов) и относительно небольшой (до 2—3 км, реже до 4 км) мощностью выполняющих пород. Их длина достигает 400—1000 км, а ширина — 250—500 км.

Впадины, зоны прогибов и прогибы — крупные синклинальные платформенные структуры, характеризующиеся более крутым залеганием слоев (доли градусов, первые градусы) на крыльях. Мощность выполняющих эти структуры пород обычно увеличивается по сравнению с синеклизами до 3—6 км, а иногда даже до 8—10 км. Между собой они отличаются по морфологии: впадины имеют округлую изометрическую форму, а зоны прогибов и прогибы характеризуются вытянутой линейной формой. Зоны прогибов состоят из нескольких одиночных прогибов, разделенных седловинами. Длина впадин равна 200—400 км, прогибов 500—1000 км, а зон прогибов — даже 1000—1500 км и более. Ширина указанных структурных элементов достигает 200—400 км.

Сводь — крупные положительные структуры, характеризующиеся пологим (доли градусов, реже градусы) залеганием слоев и мощностью

Рис. 10. Схема расположения основных структурных элементов западных районов Средней Азии (по Дикенштейну, Габриэлянцу и др., 1964).

1 — граница эпиплатформенной орогенической области; 2 — зоны важнейших глубинных разломов разделяющие крупные геотектонические области; 3 — глубинные разломы (системы) в пределах крупных геотектонических областей; 4 — региональные разломы и флексуры, разделяющие крупные тектонические блоки и ступени фундамента



платформенного чехла до 1—3 км. Они, как правило, имеют округлую изометричную или слабо вытянутую форму. Длина их оси 200—250, реже 300 км.

Седловины — это различных размеров положительные структуры, пассивно возникающие между соседними синеклизами, впадинами или прогибами. Они характеризуются неправильной формой, зависящей от контуров прилегающих структур, пологим (доли градусов, реже градусы) залеганием слоев и колеблющейся, но в общем пониженной (обычно не выше 3 км) мощностью платформенного чехла.

Зоны поднятий — крупные положительные структуры, характеризующиеся чаще пологим (доли градусов, первые градусы), но иногда и значительно более крутым залеганием слоев и мощностью платформенного чехла до 2—3 км. Они обычно имеют удлиненные очертания и состоят из серии кулисообразно расположенных локальных поднятий различного морфологического типа. В их апикальных частях нередко наблюдаются выступы и гряды пород фундамента. Длина зон поднятий достигает 200—400 км, при ширине 100—200 км.

Системы мегантиклиналей и мегасинклиналей — крупные положительные структуры, характеризующиеся значительным (градусы, реже первые десятки градусов) наклоном слоев и мощностью чехла до 2—3, иногда до 4 км. Они имеют четкую ориентацию и состоят из серии равновеликих между собой мегантиклиналей и мегасинклиналей. часто расположенных кулисообразно друг к другу. **Мегантиклиналь** — крупная антиклиналь платформенного чехла, часто осложненная рядом вторичных структур и совпадающая в плане с положительной структурой фундамента. Тектонотипом ее является Каратауская мегантиклиналь на п-ове Мангышлак, впервые описанная под этим названием Н. И. Андрусовым (1911). **Мегасинклиналь** — крупная длительно развивающаяся синклиналь платформенного чехла, также часто осложненная рядом вторичных структур и совпадающая в плане с отрицательной структурой фундамента. В качестве тектонотипа этого вида структур можно привести Чакырганскую мегасинклиналь на п-ове Мангышлак, расположенную между Каратауской и Беке-Башкудукской мегантиклиналями. Длина систем мегантиклиналей и мегасинклиналей колеблется от 350—400 до 700—800 км, а ширина — от 100 до 250—300 км. Длина отдельных мегантиклиналей и мегасинклиналей, составляющих эти системы, достигает 100—300 км, при ширине в первые десятки километров.

Рис. 11. Схема региональной тектоники эпигерцинской платформы юга СССР. Составили А. А. Бакиров, Р. И. Быков, В. П. Гаврилов, по территории Северного Кавказа — при участии Ю. А. Сударикова (Бакиров, 1965).

Области развития на поверхности: 1 — палеозойских образований каледонской складчатости (западная зона Центрального Казахстана); 2 — палеозойских образований герцинской складчатости, 3 — палеозойских образований герцинской складчатости, охваченных интенсивными тектоническими движениями кайнозойского этапа складчатости; 4 — мезозойских и палеогеновых образований кайнозойской складчатости; 5 — мезозойских и частично третичных образований платформенного покрова, охваченных интенсивной кайнозойской складчатостью. Области выступов; 6 — докембрийского складчатого фундамента, 7 — герцинского складчатого фундамента; 8 — герцинского складчатого фундамента, затронутые кайнозойской складчатостью. Области сводовых поднятий: 9 — герцинского складчатого фундамента с докембрийским ядром, погребенным под мезозойскими и кайнозойскими отложениями платформенного покрова; 10 — складчатого фундамента с палеозойским ядром, погребенным под мезозойскими и кайнозойскими отложениями платформенного покрова; 11 — крупные блоковые поднятия платформенного типа в зонах сочленения платформы с геосинклинальными областями. Области линейно вытянутых поднятий: 12 — с ядром докембрийского складчатого фундамента, погребенным под мезозойскими и кайнозойскими отложениями платформенного покрова; 13 — с ядром палеозойского складчатого фундамента, погребенным под мезозойскими и кайнозойскими отложениями платформенного покрова; 14 — с пермо-триасовым ядром складчатого фундамента, выходящим на поверхность. Контурные: 15 — крупных региональных поднятий, 16 — поднятий типа блоков, 17 — предполагаемых поднятий типа блоков, 18 — некоторых региональных прогибов; 19 — крупных наложенных впадин и прогибов; 20 — межгорных впадин; 21 — предгорных прогибов; 22 — южная граница области развития солянокупольных структур Русской платформы; 23 — зоны крупных глубинных разломов; 24 — выявленные и предполагаемые дизъюнктивные нарушения; 25 — намечающиеся региональные дизъюнктивные нарушения (требующие подтверждения); 26 — гравитационные ступени (зоны больших градиентов силы тяжести). Месторождения: 27 — нефтяные, 28 — газовые, 29 — нефтегазовые, 30 — разрушенные нефтяные

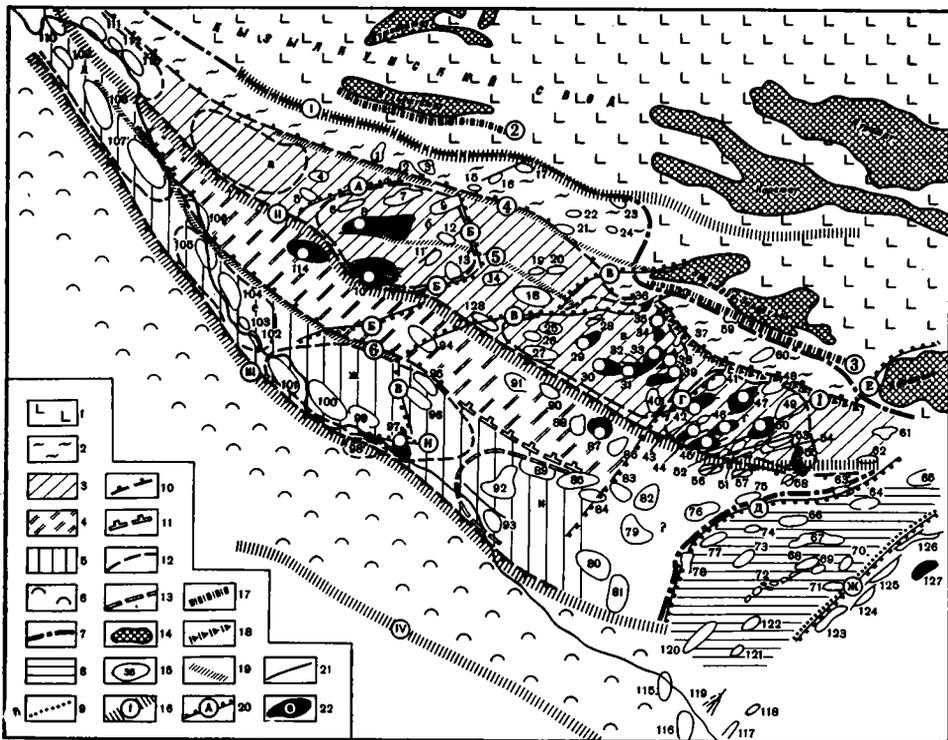


Рис. 12. Схема тектонического строения Западного Узбекистана. Составили А. Г. Бабаев и Е. В. Лебзин в 1962 г. на основании личных исследований, данных бурения, геофизики и материалов Л. Г. Жуковского, Ю. В. Каеша, Я. М. Зорькина, А. Н. Си-
мошенко, И. В. Кушнирова, Ю. А. Федотова (Бабаев, Лебзин, 1965).

1 — сводовые поднятия типа антеклизы; 2—6 — Аму-Дарьинская внутриплатформенная впадина синеклизы. Геоструктурные элементы второго порядка внутри Аму-Дарьинской впадины: 2 — Предкызылкумская моноклинал (склон), 3 — Гаали-Мубарекская зона поднятий (вал), 4 — Каракульский прогиб; 5 — Аму-Дарьинская зона поднятий (вал), 6 — Хорезмско-Измайильский прогиб; 7 — границы Аму-Дарьинской внутриплатформенной впадины (синеклизы); 8 — область предплатформенного краевого прогиба; 9 — предполагаемая граница между предплатформенным краевым прогибом и складчатой областью; 10 — границы геоструктурных элементов второго порядка; 11 — то же, предполагаемые, 12 — границы положительных геоструктурных элементов третьего порядка (внутренних поднятий); 13 — то же, предполагаемые. Внутренние поднятия: а — Янгигазаканское, б — Гаалинское, в — Каганское, г — Мубарекское, д — Питняк-Дарганатинское, е — Кабаклинское, ж — Чарджоуское, з — Денгизкульское, 14 — выходы на поверхность палеозойского фундамента; 15 — локальные антиклинальные складки; 16 — региональные параградные разломы герцинского заложения, проявившиеся в мезозое и кайнозое (первого порядка); I — Предкызылкумский, II — Бухарский, III — Аму-Дарьинский, IV — Репетекский. Региональные разломы герцинского заложения, второго порядка. 17 — проявившиеся в мезозое и кайнозое: I — Каранальскандерский; 18 — проявившиеся в кайнозое: 2 — Кульджуктауский, 3 — Зирабулак-Зиаитлинский; 19 — с невыясненной историей развития: 4 — Учкыр-Шафранинский, 5 — Гаали-Галаасинский, 6 — Биргутли-Камышлинский; 20 — региональные разломы альпийского заложения: А — Джусатепинский, Б — Северо-Рометанский, В — Южно-Рометанский, Г — Северо-Мубарекский, Д — Каршинский, Е — Каратепинский, Ж — Гузарский, И — Северо-Фарабский; 21 — локальные разрывы; 22 — месторождения нефти и газа.

Локальные складки: 1 — Ащигудунская, 2 — Южно-Каттакудунская, 3 — Северо-Каттакудунская, 4 — Хоскудунская, 5 — Джитасиримская, 6 — Тахаарьская, 7 — Караырьская, 8 — Гаалинская, 9 — Муллахольская, 10 — Ташкудунская, 11 — Курбаналийская, 12 — Кухнагумбаская, 13 — Атаборская, 14 — Рометанская, 15 — Шоркудунская, 16 — Западно-Янгигудунская, 17 — Восточно-Янгигудунская, 18 — Галаасинская, 19 — Рысканская, 20 — Косаринская, 21 — Шуркудунская, 22 — Ансуюнская, 23 — Северо-Акрабатская, 24 — Южно-Акрабатская, 25 — Каганская, 26 — Свердловская, 27 — Чукуркульская, 28 — Пролетарабская, 29 — Мамаджургатинская, 30 — Саргытская, 31 — Караулбарская, 32 — Чайгованская, 33 — Днарнакская, 34 — Анджарская, 35 — Шурчинская, 36 — Каразская, 37 — Майларинская, 38 — Сеталантепнская, 39 — Юлдузанская, 40 — Карачукская, 41 — Шурсайская, 42 — Шуртепнская, 43 — Шумакская, 44 — Северо-Мубарекская, 45 — Южно-Мубарекская, 46 — Хаджихайрамская, 47 — Кизилрабатская, 48 — Майдаложская, 49 — Байбуракская, 50 — Карабарская, 51 — Восточно-Каракумская, 52 — Западно-Каракумская, 53 — Восточно-Андабазарская, 54 — Западно-Андабазарская, 55 — Карагайская, 56 — Майманактауская, 57 — Кассантауская, 58 — Кунгуртауская, 59 — Абдугафарская, 60 — Тувактауская, 61 — Чияльская, 62 — Азиртепнская, 63 — Чимская, 64 — Безьянная, 65 — Янкобагская, 66 — Талдинская, 67 — Янгитенская, 68 — Кизилсайская, 69 — Саманская, 70 — Безьянная, 71 — Шуртанская, 72 — Аляудинская группа, 73 — Нишанская, 74 — Бешкентская, 75 — Северо-Камашинская, 76 — Айзаватская, 77 — Камашинская, 78 — Гирсанская, 79 — Култаская, 80 — Чилгумбаская, 81 — Сундуклинская, 82 — Памукская, 83 — Зевардинская, 84 — Карабулакская, 85 — Уртабулакская, 86 — Испанлийская, 87 — Зекринская, 88 — Кемачинская, 89 — Денгизкульская, 90 — Кукчинская, 91 — Чадырская, 92 — Самантепнская, 93 — Нарадымская, 94 — Мазандаринская, 95 — Алатская, 96 — Южно-Алатская, 97 — Фарабская, 98 — Безьянная, 99 — Галынская, 100 — Эльбжизинская, 101 — Испазская, 102 — Южно-Кызкалинская, 103 — Северо-Кызкалинская, 104 — Кабаклинская, 105 — Даяхатынская, 106 — Чугурджелинская, 107 — Дарганатинская, 108 — Конабадская, 109 — Султансаиджарская, 110 — Тоямуюнская, 111 — Мешеклинская, 112 — Икхиджарская, 113 — Учиджская, 114 — Учкырская, 115 — Ходнабаская, 116 — Астманабабинская, 117 — Тувагагская, 118 — Кашмирская, 119 — Керкитаская, 120 — Дунгузырская, 121 — Дугобинская, 122 — Талимарджанская, 123 — Тогапская, 124 — Велсайнская, 125 — Карамильская, 126 — Аманатинская, 127 — Адамташская, 128 — Шарасланская

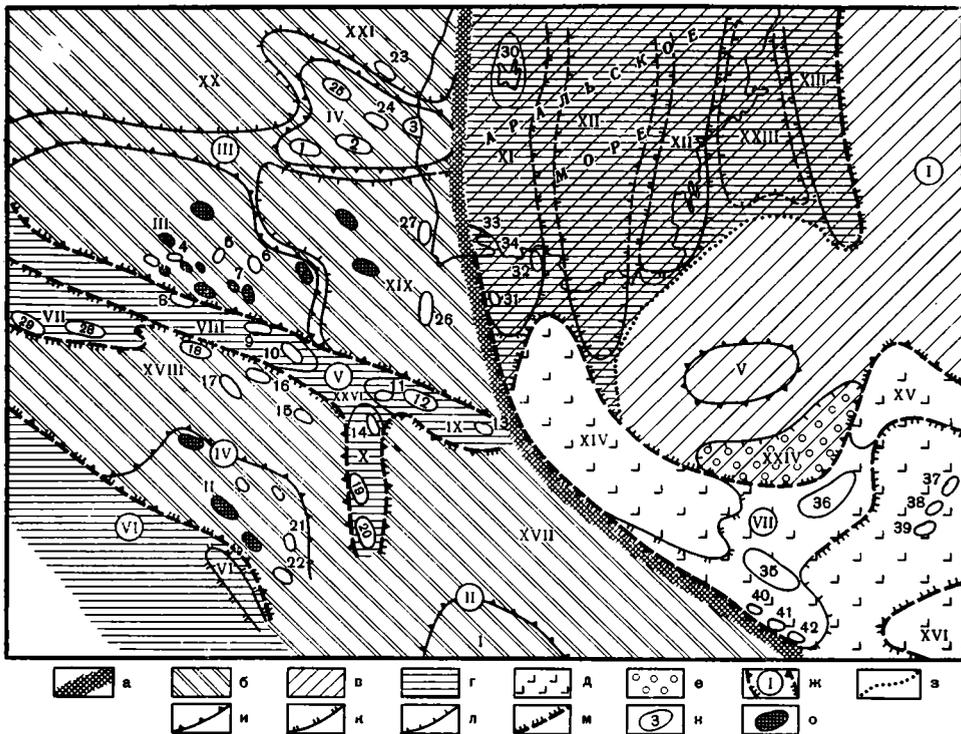


Рис. 13. Схема структурно-тектонического районирования осадочного покрова Каракалпакии и смежных районов. Составил Ю. А. Федотов (по Акрамходжаеву и др., 1962).

а — граница между Устыртской и Арало-Кызылкумской тектоническими зонами; **б** — области устойчивого унаследованного мезо-кайнозойского прогибания с различно ориентированными пологими и линейными структурами в осадочном покрове; **в** — области неустойчивого мезо-кайнозойского прогибания с различно ориентированными пологими и линейными структурами в осадочном покрове; **г** — области развития унаследованных линейно вытянутых структур в осадочном покрове; **д** — области незначительного мезо-кайнозойского прогибания, испытывавшие в неогеново-четвертичное время интенсивные блоковые движения; **е** — прогибы неогеново-четвертичного времени; **ж** — границы тектонических элементов первого порядка; **з** — границы развития различно ориентированных пологих структур в осадочном покрове впадин с неустойчивым мезо-кайнозойским прогибанием; **и** — границы сводово-горстовых поднятий, осложняющих впадины; **к** — границы валлообразных поднятий; **л** — границы прогибов; **м** — флексурно-разрывные зоны; **н** — локальные структуры установленные; **о** — то же, предполагаемые по геофизическим данным.

Впадины (римские цифры в кружках): **I** — Северо-Кызылкумская, **II** — Каракумская, **III** — Северо-Устыртская, **IV** — Южно-Устыртская. Области развития линейных складчато-глыбовых структур: **V** — Мангышлак-Центрально-Устыртская система дислокаций, **VI** — Туркыр-Капланкырская система дислокаций; **VII** — Букантау — Кульджуктау-Султан-Уиздагская система горст-антиклиналей — грабен-синклиналей. Сводово-горстовые поднятия (римские цифры без кружков): **I** — Сернозаводское, **II** — Гокленкуюисское, **III** — Байчагырское, **IV** — Байтерекское, **V** — Бузугульское. Валлообразные поднятия: **VI** — Капланкырское, **VII** — Карашек-Караманское, **VIII** — Карабаурское, **IX** — Айбугирское, **X** — Сарыкамьшское, **XI** — Центрально-Аральское, **XII** — Бельтауское, **XIII** — Аккырское. Крупные грабен-антиклинали: **XIV** — Султан-Уиздагская, **XV** — Букантауская, **XVI** — Кульджуктауская. Прогибы: **XVII** — Северо-Туркменский, **XVI** — Ассакеауданский, **XIX** — Барсакельмеский, **XX** — Самский, **XXI** — Косбулакский, **XXII** — Восточно-Аральский, **XXIII** — Восточно-Приаральский, **XXIV** — Таджикагзский. Крупные грабен-синклинали: **XXV** — Минбулакская, **XXVI** — Уртинская.

Локальные структуры: **1** — Теренкудукская, **2** — Байтерекская, **3** — Кассарминская, **4** — Акрукская, **5** — Северо-Яркимбайская, **6** — Карсакская, **7** — Южно-Яркимбайская, **8** — Акмечетская, **9** — Кавбахтинская, **10** — Карамалинская, **11** — Аксаймакская, **12** — Айбугирская, **13** — Курганчикская, **14** — Шорджинская, **15** — Северо-Ассакеауданская, **16** — Каракоткинская, **17** — Шапахтинская, **18** — Хоскудукская, **19** — Сарыкамьшская, **20** — Южно-Сарыкамьшская, **21** — Гокленкуюиская, **22** — Агишнская, **23** — Альмамбетская, **24** — Чурукская, **25** — Рыспайская, **26** — Аламбекская, **27** — Кабанбайская, **28** — Караманская, **29** — Карашекская, **30** — антиклиналь о. Возрождения, **31** — Кызылджарская, **32** — Аккалинская, **33** — Учсайская, **34** — Муйнакская, **35** — Караюкская, **36** — Атаджанская, **37** — Айтымская, **38** — Тамдыкудукская, **39** — Центрально-Кудуская, **40** — Мешеклинская, **41** — Ичкиджарская, **42** — Учиджакская, **43** — Туюмунская, **44** — Султансанджарская, **45** — Кашабулакская.

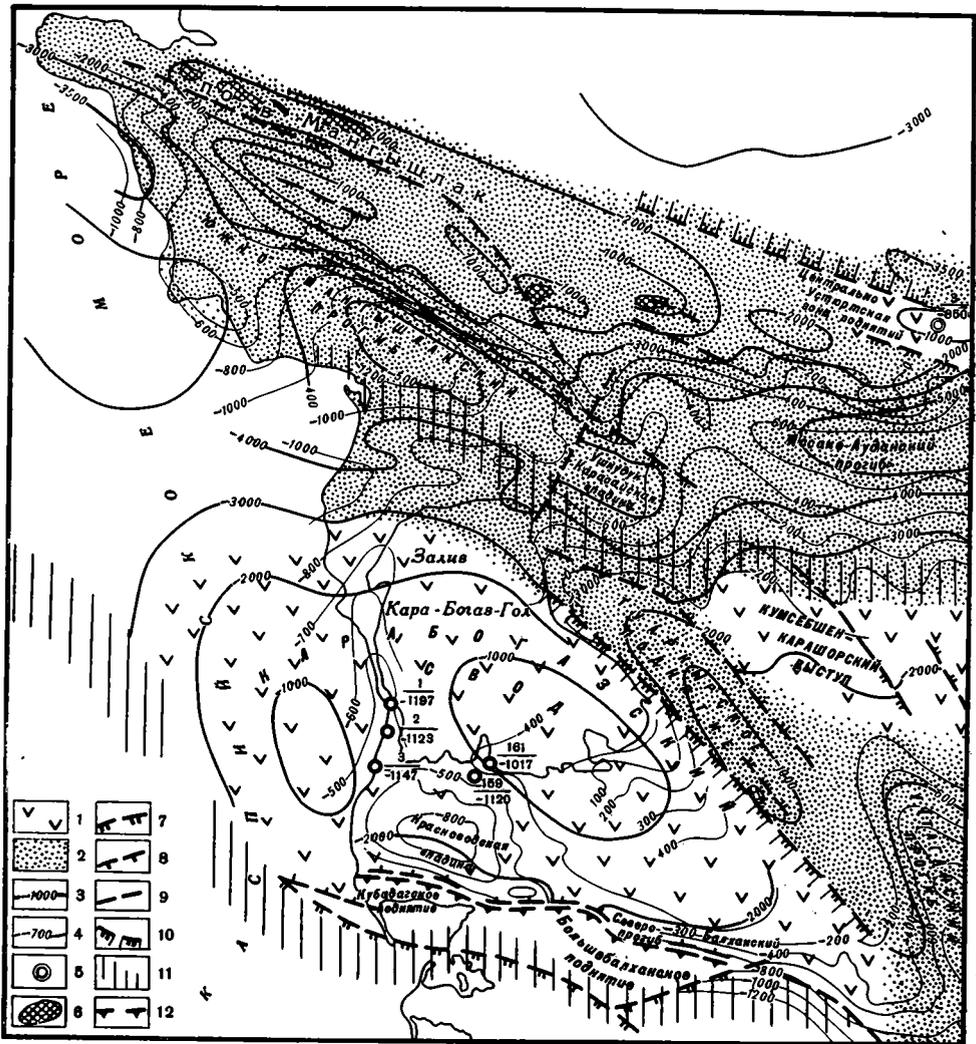


Рис. 15. Схематическая структурно-тектоническая карта Прикарабагэзья и смежных территорий. Составили З. К. Байбулатова, П. Н. Куприн, А. И. Левин по материалам НИЛнефтегаза, МГУ, ВНИГНИ, ВНИГРИ, Научно-исследовательской морской геофизической экспедиции ВНИИгеофизики, конторы «Спецгеофизика», ВАГТ, треста «Союзбургаз», Прикарабагэзской и Западной геофизических экспедиций УГ и ОН при Совете Министров Туркменской ССР, объединения «Туркменнефть» и треста «Мангышлакнефтегазразведка» (Геология и нефтегазоносность..., 1964).

1 — области преобладающего поднятия во время герцинской складчатости (допермский фундамент);
 2 — области преобладающего опускания и накопления молассовых пермо-триасовых формаций во время герцинской складчатости (пермо-триасовый фундамент); 3 — изогипсы доюрской поверхности;
 4 — изогипсы кровли верхнемеловых отложений; 5 — скважины, вскрывшие фундамент (в числителе — номер скважины, в знаменателе — абсолютная отметка поверхности фундамента); 6 — выходы на поверхность пермо-триасовых отложений; 7 — разломы в фундаменте, подтвержденные геологическими или геофизическими данными; 8 — предполагаемые разломы в фундаменте, выраженные флексурами в осадочной толще; 9 — предполагаемые разломы, намечающиеся по геоморфологическим данным; 10 — зоны разломов; 11 — зоны повышенных градиентов силы тяжести, предположительно соответствующие глубинным разломам; 12 — граница эпигерцинской платформы и альпийской геосинклинальной области

Мегантиклинали являются одним из основных структурных элементов описанных выше систем мегантиклиналей и мегасинклиналей, но, кроме того, встречаются в осадочном чехле молодых платформ и подиночке.

Одиночные мегантиклинали — крупные положительные структуры, характеризующиеся значительным (градусы, реже первые десятки градусов) наклоном слоев на крыльях и мощностью пород платформенного чехла до 1—3 км. Они имеют четкую линейную ориентировку и вытянуты на 300—500 км, при ширине 30—100 км.

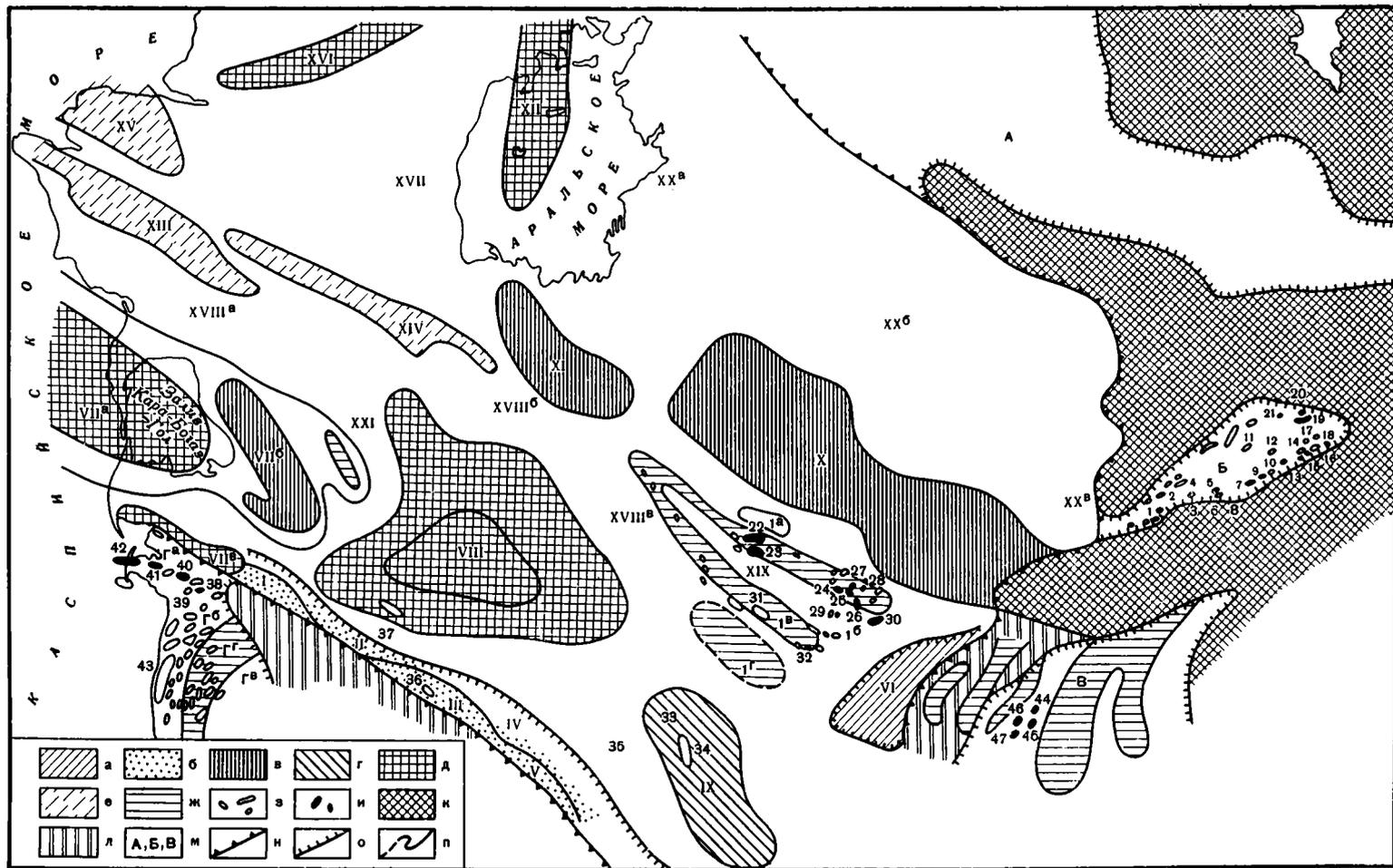
Моноклинали — крупные «нейтральные» структуры, характеризующиеся пологим (доли градусов, первые градусы) односторонним наклоном слоев и мощностью пород платформенного чехла до 2—3 км, а в отдельных случаях до 6—7 км. Они, как правило, расположены по окраинам плит и вытянуты в виде широких (до 100—200 км) полос протяжением до многих сотен, даже до 1000 км, а иногда и более. Наиболее интенсивно их развитие происходило в областях плит, примыкающих к альпийским геосинклиналям, где и определялась интенсивным прогибом последних. Такие моноклинали, по аналогии с перикратонными опусканиями на древних платформах, могут быть названы периплатформенными моноклиналями.

Зоны ступеней — крупные «нейтральные» структуры, характеризующиеся пологим (доли градусов, первые градусы) односторонним наклоном слоев, а в разделяющих отдельные ступени флексурных изгибах — крутым (градусы, десятки градусов) их наклоном. Мощность отложений, слагающих зоны ступеней, достигает 2—3 км. Они выделяются в районах сочленения крупных отрицательных и положительных структурных элементов и протягиваются на расстояние 300—500 км, при ширине 50—200 км.

Все перечисленные выше крупные структуры молодых платформ осложнены структурами еще более низшего порядка. Повсеместно встречаются брахантиклинали и брахисинклинали, горст-антиклинали и грабен-синклинали, структурные носы и структурные заливы. Кроме того, в синеклизах, впадинах и на сводах наблюдаются округлые купола и мульды, а в пределах мегантиклиналей и мегасинклиналей могут быть выделены отдельные линейные антиклинали и синклинали.

Следует отметить, что почти все перечисленные типы структур четко выражены в отложениях относительно поздних этапов формирования платформенного чехла молодых плит. Для самого раннего этапа возникновения чехла особенно характерны крупные грабены, закладывавшиеся, как правило, вдоль глубинных разломов фундамента, нередко вдоль границ зон фундамента с геоантиклинальным и геосинклинальным развитием. Эти структуры в пределах Туранской плиты формировались в течение триаса и ранних эпох юры. Они существуют и на других молодых плитах. Во время их образования еще не было синеклиз и только начинали намечаться в виде направленных по форме небольших опусканий центральные участки будущих плит.

Для создания настоящей работы нами был использован огромный буровой и геофизический материал многочисленных организаций: Министерства геологии и охраны недр Казахской ССР, Главного Управления геологии и охраны недр РСФСР и Узбекской ССР, Управления геологии и охраны недр Туркменской ССР, Средазсовнархоза, конторы «Спецгеофизика», Союзбургаза, Всесоюзного научно-исследовательского геологического нефтяного института, Всесоюзного нефтяного научно-исследовательского института, Всесоюзного научно-исследовательского института геофизических методов разведки, Московского института нефтехимической и газовой промышленности и др.



Ценные материалы нами были получены от Л. Е. Аграновского, Т. У. Алиева, Г. И. Амурского, Ф. А. Арест, В. И. Браташа, Б. С. Вольвовского, Г. А. Габриэлянца, И. Л. Гребневой, И. Б. Дальяна, Г. Х. Дикенштейна, Н. Е. Кравченко, Н. Я. Кунина, Д. М. Мильштейна, Г. Ф. Пантелеева, И. С. Плещеева, В. И. Самодурова, Ф. Е. Сеницына, Б. Б. Таль-Вирского, В. А. Теплицкого, В. П. Токарева и др. Всем перечисленным товарищам мы искренне признательны.

В особенности мы благодарны А. Л. Яншину, который постоянно консультировал и взял на себя труд по редактированию настоящей работы. Большую помощь в составлении ряда карт, а также в сборе материалов нам оказали В. Г. Николаев, В. С. Стручков, Н. Г. Титкова и Н. Б. Никитина, которым мы также очень благодарны.

Рис. 16. Схема тектонического районирования Средней Азии.
Составили А. А. Борисов и В. Г. Васильев (Борисов и др., 1960).

а — краевые прогибы; б — предгорные прогибы; в — сводовые и глыбовые поднятия с палеозойским ядром, выходящим на поверхность; г — сводовые поднятия с палеозойским ядром, залегающим на глубинах от 1 до 3 км; д — сводовые поднятия с палеозойским ядром, залегающим на глубинах более 3 км; е — сводовые и глыбовые поднятия с пермо-триасовым ядром; ж — крупные локальные поднятия (валы); з — главные локальные поднятия; ч — газовые и нефтяные месторождения; к — палеозойские складчатые сооружения; л — альпийские складчатые сооружения; м — межгорные впадины; н — границы Средне-Азиатской платформы; о — границы межгорных впадин и краевых прогибов; п — границы отдельных структурных элементов.

Передовые прогибы. Предкопетдагский прогиб: I — Казанджикская депрессия, II — Кызыларватский выступ, III — Ашхабадская депрессия, IV — Артынский выступ, V — Каахкинская депрессия; VI — Предгиссарский прогиб. Сводовые поднятия. Карабогазский свод: VIIa — Центрально-Карабогазский свод, VIIб — Туаркское поднятие; VIIг — Куба-Дар-Больше-Балхская мегантиклиналь; VIII — Центрально-Каракумский свод; IX — Мургабское поднятие; X — Кызылкумская система поднятий; XI — Султан-Уздагское поднятие; XII — Арало-Мугоджарское поднятие; XIII — Мангышлакская система поднятий; XIV — Центрально-Устюртская система поднятий; XV — Бузачинское поднятие; XVI — Южно-Эмбенское поднятие. Впадины. XVII — Северо-Устюртская; XVIIIa — Южно-Мангышлакская; XVIIIб — Дарьялы-Дауданская; XVIIIг — Приамударьинская; XIX — Бухаро-Хивинская зона ступенчатого погружения; Ia — Шафранкентское поднятие, Ib — Бухарский вал, Ic — Дарганатинский вал, Id — Репетекское поднятие. XXa — Приаральская; XXб — Кызылкумская; XXг — Ташкентская; XXI — Капланкырская.

Межгорные впадины, обрамляющие платформу. А — Чуйская; Б — Ферганская; В — Таджикская; Г — Западно-Туркменская впадина; Гa — Прибалханская депрессия, Гб — Чинишлярская депрессия, Гг — Арская депрессия, Гд — Аладаг Мессериянский вал.

Локальные поднятия: 1 — Аксарайское, 2 — Сельрохинское, 3 — Нефтебадское 4 — Шорсуйское, 5 — Северо-Сокское, 6 — Чонгарское, 7 — Северо-Риштанское, 8 — Южно-Риштанское, 9 — Яркутанское, 10 — Чимпоское, 11 — Ауваальское, 12 — Западно-Палванташское, 13 — Палванташское, 14 — Андижанское, 15 — Шаарихан-Холжиабаское, 16 — Бостонское, 17 — Южно-Аламышкское, 18 — Чангыратское, 19 — Избаскентское, 20 — Майлисуйское, 21 — Майлисайское, 22 — Гаалинское, 23 — Ташкудукское, 24 — Мало-Джерагтинское, 25 — Сарыташское, 26 — Караулбарское, 27 — Джарнакское, 28 — Сателантепинское, 29 — Карачукурское, 30 — Южно-Мубарекское, 31 — Фарабское, 32 — Наразымское, 33 — Байрамалыское, 34 — Майское, 35 — Джуджуклинское, 36 — Изгантское, 37 — Казинское, 38 — Кум-Дагское, 39 — Кызылкумское, 40 — Небит-Дагское, 41 — Котуртепинское, 42 — Челекенское, 43 — Кеймиро-Окаремское, 44 — Ляльминарское, 45 — Конайтинское, 46 — Хау-Дагское, 47 — Учкызылское

Глава I

ПОРОДЫ ФУНДАМЕНТА ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Породы фундамента Туранской плиты изучены главным образом на территории ее горных обрамлений. Сведений о строении внутренних частей плиты имеется значительно меньше и основываются они на единичных буровых скважинах или небольших по размерам выходах этих пород на поверхность.

Породы фундамента в пределах Туранской плиты и ее горных обрамлений отчетливо разделяются на два не равнозначных по объему структурных яруса. К первому из них на территории каледонид относятся девонские, каменноугольные и пермские отложения, выполняющие своеобразные наложенные впадины. В пределах герцинид к нему принадлежат верхнепалеозойско-триасовые отложения, которые накопились здесь в результате орогенеза, происшедшего непосредственно после собственно геосинклинального этапа развития. Эти породы выделяются нами в качестве верхнего структурного яруса фундамента. К нижнему ярусу относятся породы, накопление которых происходило на более ранних этапах геосинклинального развития: на территории каледонид — в течение докембрия, нижнего палеозоя и частично силура, а в пределах герцинид — в докембрии, нижнем и среднем палеозое. Эта часть разреза в горных обрамлениях по существу обнимает породы нескольких структурных ярусов. Однако под платформенным чехлом Туранской плиты ее разделение в настоящее время практически невозможно и в дальнейшем тектоническом анализе существенного значения не имеет. Поэтому комплекс пород, отвечающий доорогенным этапам геосинклинального развития, рассматривается нами в ранге единого нижнего (додевонского для каледонид или доверхнепалеозойского для герцинид) структурного яруса.

Ниже мы коротко опишем породы фундамента, выходящие на поверхность в ближайшем окружении Туранской плиты и в выступах фундамента в ее пределах, а также вскрытые скважинами под платформенным чехлом.

ПОРОДЫ ДОДЕВОНСКОГО СТРУКТУРНОГО ЯРУСА В ПРЕДЕЛАХ КАЛЕДОНИД

Додевонский структурный ярус в пределах каледонид представлен складчатыми и в различной степени метаморфизованными породами докембрия, кембрия, ордовика и силура, описание которых можно найти во многих работах.

На северо-западе Центрально-Казахстанского щита выделяется Кокчетавское поднятие (Богданов, 1954), центральная часть которого (Кокче-

тавский антиклинорий) сложена сильно дислоцированными докембрийскими и нижнепалеозойскими породами, прорванными девонскими гранитоидами.

К северо-западу от Кокчетавского антиклинория лежит Марьевский синклиний, выполненный мощной серией осадочных и частично вулканогенных пород ордовика. Последние образуют крутые складки, часто опрокинутые на северо-запад и простирающиеся в северо-восточном направлении.

В юго-западной части Кокчетавского поднятия выделяется Джаркаинагачский антиклинорий, сложенный вулканогенными и кремнистыми толщами кембрия и рифея (?).

Кокчетавский и Джаркаинагачский антиклинории разделены глубоким Калмык-Кульским синклинорием, выполненным мощной толщей терригенных пород ордовика и имеющим северо-восточное простирание.

На юго-западе Центрально-Казахстанского щита расположено меридионально вытянутое Улутауское поднятие, сложенное сильно метаморфизованными и дислоцированными толщами докембрийских и частично нижнепалеозойских пород. Здесь выделяется система антиклинориев и синклинориев (с запада на восток): Кияктинский, Байконурский, Майтубинский, Карсакапайский, Арганатинский, Улутауский и др. Древние толщи этого поднятия смяты в сложные складки с хорошо выраженным меридиональным простиранием. Складки прорваны протерозойскими и нижнепалеозойскими гранитоидами и ультраосновными породами. Кроме того, здесь развиты раннедевонские гранитоиды.

ПОРОДЫ ДОВЕРХНЕПАЛЕЗОЙСКОГО СТРУКТУРНОГО ЯРУСА В ПРЕДЕЛАХ ГЕРЦИНИД

Породы доверхнепалеозойского структурного яруса имеют широкое распространение на Урале. Они отчетливо подразделяются здесь на два комплекса. Нижний из них обнимает породы рифея и кембрия и выделяется под названием доуралид (Перфильев и Херасков, 1964), верхний — включает породы от ордовика до нижнего, а местами даже до среднего карбона.

Как и в более северных районах Урала, на южном его оксчании — в Мугоджарах — выделяется ряд линейных меридиональных зон, различающихся по геологическому строению.

Наиболее западной зоной, входящей в границы описываемой нами территории, является Зилаирский синклиний. Он выполнен мощной толщей верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений, принадлежащих к граувакковой формации. К югу они быстро погружаются под толщу моласс Актюбинского периклинального прогиба Урала.

К востоку, отделяясь от предгорий Урала линией крупного надвига, расположена Сакмарская зона, в тектоническом отношении тесно связанная с лежащей еще восточнее зоной Уралтау. Для Сакмарской зоны характерно развитие полного разреза кембрия, ордовика и силура. Значительно меньше здесь распространены отложения девона, а породы карбона появляются лишь на ее южном погружении. Зона Уралтау в ядре сложена кристаллическими сланцами докембрия. На широте Актюбинска они погружаются под палеозойские отложения и еще раз появляются на поверхности лишь в верховьях р. Аксу. На юге породы зоны Уралтау перекрыты огромным пластообразным Кемпирсайским ультраосновным массивом.

На продолжении восточной части зоны Уралтау расположена широкая Бакайская синклиналь, выполненная аргиллитами, песчаниками и известняками верхнего девона, нижнего и среднего карбона. Далее к югу эта синклиналь расширяется и вливается в обширный синклиний (наз-

ванный нами Верхне-Эмбенским), сложенный породами изембетской серии верхнего девона — нижнего карбона и образованиями более высоких горизонтов нижнего и среднего карбона (Гарецкий, 1962). Верхне-Эмбенский синклинорий установлен на основании буровых работ; он расположен на территории почти всего Западного Примуржья и перекрыт мезокайнозойскими отложениями. Породы изембетской серии западной части Верхне-Эмбенского синклинория, примерно от района широкого отрезка р. Эмбы к югу фэстончато погружаются под толщу моласс Атжаксинского периклинального прогиба. Это явление аналогично погружению пород Зилаирского синклинория под толщу моласс Актюбинского периклинального прогиба.

Следующая к востоку Зеленокаменная зона сложена мощной (более 4000 м) эффузивной толщей с кремнистыми прослоями, относящейся к силуру и нижнему девону. По окраинам зоны распространены среднедевонские породы, представленные альбитофирами, их туфами, конгломератами и песчаниками с линзами известняков, а также верхнедевонскими отложениями — конгломератами, песчаниками, аргиллитами и известняками. На юге Зеленокаменной зоны расположена Берчогурская синклиналь, выполненная конгломератами, песчаниками и известняками верхнего девона, песчаниками, аргиллитами с прослоями углей нижнего и среднего турне, песчаниками, сланцами и известняками верхнего турне и нижнего визе и чистыми известняками визе-намюра. Общая мощность отложений верхнего девона — нижнего карбона достигает 2000 м.

К востоку от Зеленокаменной зоны расположена отделенная от нее разломом Урало-Тобольская зона. Она в основном сложена сильно метаморфизованными гнейсами, гнейсо-гранитами, различными кристаллическими сланцами и кварцитами докембрийского и отчасти нижнепалеозойского возраста. В отдельных узких участках, ограниченных разломами, сохранились более молодые отложения палеозоя (главным образом нижнего палеозоя и силура). На юге зоны в грабене Улу-Талдыка на докембрийских породах лежит толща альбитофиров, туфов и туфобрекчий среднего девона. Отделяясь разломом, выше них сохранилась мощная (более 1000 м) толща моноклинально падающих известняков от среднего визе до московского яруса среднего карбона включительно. Породы Урало-Тобольской зоны прорваны послевизейскими гранитами и сиенитами.

Далее к востоку протягивается Прииргизская зона, на севере которой развиты гнейсы и другие породы архея. Среди них полосами распространены верхнедевонские песчаники, конгломераты, аргиллиты и известняки, визейские диабазо-спилитовые и кислые эффузивы, а также визе-намюрские известняки, общей мощностью несколько тысяч метров.

Восточнее выходы палеозойских пород имеются только по речным долинам. Эти выходы соответствуют Аятской зоне, сложенной верхнепротерозойскими и нижнепалеозойскими образованиями.

К востоку от обнаженного Урала, в северной части Тургайской равнины, породы доверхнепалеозойского структурного яруса фундамента вскрыты многочисленными скважинами под отложениями платформенного чехла (Геологическое строение..., 1961; Мазина и Киселева, 1964). Здесь встречены различные осадочные, метаморфические и магматические породы от докембрия до нижнего карбона включительно. Среди докембрийских образований преобладают гнейсы, кварциты, кварц-серпичитовые и кремнистые сланцы. В ордовике и силуре основное значение приобретают полимиктовые песчаники, аргиллиты, конгломераты, перемежающиеся с толщами эффузивов и туфов. В породах девона и карбона отмечается преимущественное развитие терригенно-карбонатных и осадочно-вулканогенных пород. Разрез пород доверхнепалеозойского структурного яруса в пределах Тургайской равнины венчается отложениями валерьяновской свиты визе-намюра. Она имеет сложное строение — в ней многократно и

неравномерно чередуются эффузивные, пирокластические и осадочные образования, прорванные серией пластовых интрузий и даек диоритового состава. Мощность пород доверхнепалеозойского структурного яруса в Тургае измеряется многими километрами. Мощность одной только валерьяновской свиты достигает 4 км.

В южной части Тургайской равнины, в Северном и Восточном Приарале поверхность фундамента погружается. Данных о строении этих участков меньше. Здесь породы фундамента вскрыты лишь единичными скважинами (рис. 17 вкладка, см. в конце книги). В г. Аральске скважиной, пробуренной трестом «Актюбнефтеразведка», на глубине 722 м под отложениями неокома вскрыты эффузивы предположительно нижнего карбона. В Восточном Приарале на бугре Аккыр скв. Г-1, пробуренной также трестом «Актюбнефтеразведка», с глубины 897 — до 1027 м (забой) под нижнемеловыми отложениями встречены серые полимиктовые мелкозернистые песчаники с редкими прослоями темно-серых и черных мелкокристаллических песчанитых массивных известняков. В нижней части разреза (995—1010 м) расположен горизонт конгломератов, сложенный гальками известняка, кварца и кварцита. Породы условно отнесены к нижнему карбону. Углы падения слоев колеблются от 40 до 80°. По-видимому, также к нижнему карбону или верхнему девону принадлежат серые метаморфизованные полимиктовые песчаники с серицитово-кремнистым цементом, алевролиты и углистые алевролиты, вскрытые на глубине 1540 м скважиной, пробуренной трестом «Актюбнефтеразведка» в районе Карасора на юге Тургайской равнины¹.

На погружении восточных зон Уральской складчатой системы имеется ряд выступов фундамента, из которых наиболее далеко расположенными являются выходы на р. Ирғиз и в урочище Жаманшин близ дороги из Челкара в Ирғиз. Они сложены породами, аналогичными породам обнаженной части Урала (Геологическое строение..., 1964). Здесь же обнаружены кайнотипные эффузивы, неясного происхождения, представленные серыми и черными вулканическими стеклами, туфоловами, белой и серой пемзой.

На периферии Мугоджар, близ южного окончания Урала, породы доверхнепалеозойского структурного яруса вскрыты многими скважинами под отложениями платформенного чехла (Гарецкий, 1962а, б). Наиболее древние (докембрийские) из них вскрыты на южном продолжении Урало-Тобольской зоны. В Западном Примугоджарье, в ядре Кокпектинской антиклинали, обнаружены предположительно ордовикские сланцы и песчаники, на севере Чушкакульской мегантиклинали — силурийские эффузивы, а на юге этой структуры — среднедевонские туфопесчаники и туфосланцы. Вышележащие породы верхнего девона — нижнего карбона сложены песчаниками, аргиллитами и известняками с подчиненными горизонтами гравелитов и конгломератов в низах разреза. Они широко распространены под мезо-кайнозойем Западного Примугоджарья, выполняя здесь Верхне-Эмбенский синклинорий. На продолжении Берчогурской синклинали под мезозойскими отложениями многими скважинами вскрыты угленосные породы нижнего карбона. Верхи нижнего карбона (визе-на-

¹ По сообщению Л. Г. Кирюхина, породы доверхнепалеозойского структурного яруса были вскрыты несколькими скважинами в Северном Приарале. В ядрах Тасаранской горст-брахиантиклинали и Аккуурданской брахиантиклинали на глубинах соответственно 180 и 130 м встречены углистые, кварцево-слюдястые и серицитовые сланцы предположительно нижнего палеозоя. В своде Кособинской антиклинали скважина под верхнеальбскими отложениями на глубине 167 м обнаружила выветрелые габбро-диориты. У разезда Туслок в сводовой части Тасаранской антиклинали на глубине 256 м скважина вскрыла гранит-порфиры, а немного севернее на глубине 191 м — диабазовые порфириты. Все эти породы относятся к среднему палеозою.

мюр) и средний карбон представлены однородной толщей известняков. Мощность пород доверхнепалеозойского структурного яруса фундамента здесь измеряется многими тысячами метров. К югу от Мугоджар бурением обнаружен крупный Кокпектинский массив ультрабазитовых пород (Гарецкий и Яншин, 1959; Коблов, 1961).

Как видно из описанного, на крайнем юге Урала породы среднего карбона входят в состав нижнего структурного яруса фундамента, в то время как на остальной его территории они начинают обычно верхний структурный ярус.

К юго-западу от южного окончания Мугоджар породы доверхнепалеозойского структурного яруса фундамента вскрыты четырьмя глубокими разведочными скважинами в районе Южно-Эмбенского гравитационного максимума (Грачев, 1959; Гарецкий, Егоров и др., 1961; Гарецкий, Наумова, Шлезингер, 1961; Яншин и др., 1961; Днепров, 1962). Здесь обнаружены сероцветные, реже пестроцветные аргиллиты, песчаники, конгломераты с подчиненными пачками известняков. Конгломераты имеют значительные мощности, измеряемые многими сотнями метров. Описываемые породы метаморфизованы слабо — до появления хлоритов. По возрасту они относятся к верхнему девону — нижнему карбону. Их мощность превышает здесь 2000 м. Верхнедевонские — нижнекаменноугольные породы района Южно-Эмбенского гравитационного максимума формационно хорошо сопоставляются с одновозрастными образованиями Зилаирского синклиория Урала.

Широко распространены породы доверхнепалеозойского структурного яруса в юго-восточной части Туранской плиты, в Кызылкумских горах. Здесь, по данным Ю. А. Лихачева и др. (1961), К. К. Пяткова и др. (1963), они отчетливо подразделяются на два структурных комплекса. Нижний из них сложен кристаллическими сланцами, кварцитами, мраморизованными известняками и песчано-сланцевыми породами, условно относимыми к нижнему палеозою. Общая мощность пород этого комплекса превышает 3000 м. Породы среднего палеозоя залегают на них с угловым несогласием (до 20°) и составляют верхний структурный комплекс. В их строении основное участие принимают мраморизованные известняки, доломиты и осадочно-вулканогенные образования. Известняки в разрезе имеют явно доминирующее положение. Общая мощность пород среднего палеозоя в Кызылкумских горах местами превышает 5000 м. Аналогичные породы доверхнепалеозойского структурного яруса фундамента вскрыты многими скважинами и под платформенным чехлом впадин, которые разделяют отдельные гряды и выступы Кызылкумских гор.

Внутренние районы Среднего и Южного Тянь-Шаня, с востока и юго-востока обрамляющие Туранскую плиту, в основном сложены породами доверхнепалеозойского структурного яруса. Они здесь, так же как и в Кызылкумах, представлены различными осадочными отложениями, в той или иной степени подвергшимися метаморфизму, и разными по составу магматическими образованиями. Мы не будем останавливаться на их описании, так как они широко освещены в литературе.

На продолжении зоны Большого Каратау к северу от Кызыл-Орды, в урочище Тузколь, в своде одноименной антиклинали скважиной, пробуренной экспедицией № 11 ВАГТ (Ю. М. Клейнер), на глубине 373 м под мезозоем вскрыты темно-зеленые полимиктовые мелкозернистые песчаники, отнесенные по сходству литологического состава с породами северо-западного окончания кряжа Большого Каратау к верхнему ордовику. В скважине, пробуренной той же экспедицией (А. Ф. Мятленков) в 35 км к северо-востоку от ст. Джусалы, на глубине 380 м обнаружены черные перекристаллизованные доломиты, сопоставляемые на основании литологического сходства с доломитами верхнего девона — нижнего карбона Большого Каратау.

Породы доверхнепалеозойского структурного яруса достаточно полно изучены по материалам бурения к северо-западу и югу от Кызылкумских гор на территории Южного Приаралья и Бухаро-Хивинской нефтегазодной области (Князев и др., 1963). Здесь многочисленными скважинами под различными горизонтами платформенного чехла вскрыты преимущественно магматические образования разного типа. Среди них преобладают граниты и гранодиориты. Второе место занимают эффузивные породы и туфы. Осадочно-метаморфические породы с преобладанием различного типа сланцев обнаружены в явно подчиненных количествах.

В пределах Нижне-Аму-Дарьинской мегантиклинали к северо-западу от Султан-Уиздага двумя скважинами вскрыты черные углистые сланцы и бурые алевролиты. В одной из скважин эти породы содержат спорово-пыльцевой комплекс визейского яруса (Пантелеев, 1964).

По данным калий-аргонового метода, абсолютный возраст большинства магматических пород рассматриваемого района дает основание относить их к верхам среднего или к верхнему палеозою (Князев и др., 1963).

Породы доверхнепалеозойского структурного яруса во внутренних районах Туранской плиты известны в пределах Туаркырской мегантиклинали. В ее своде на сравнительно небольших участках наблюдаются выходы пепельно-серых глинистых и черных кремнистых сланцев и кварцитов, прорванных интрузией габбро (Курбатов, 1956; Кузнецов и Прусов, 1962). Эти породы условно относятся к среднему палеозою. Их видимая мощность не выходит за пределы первых сотен метров. В настоящее время аналогичные доверхнепалеозойские породы фундамента вскрыты несколькими скважинами непосредственно под юрскими отложениями ядра Туаркырской мегантиклинали.

Вдоль южной периферии Туранской плиты доверхнепалеозойские породы фундамента выходят на поверхность на незначительных по площади участках ядра Куба-Дагской мегантиклинали. Здесь на северном побережье Красноводского залива в окрестностях Красноводска и на о-ве Дагада обнаружены различные по составу эффузивы, гранито-гнейсы, измененные габброиды, биотитовые и лейкократовые граниты и диориты (Худобина, 1961). Господствующее положение занимают эффузивы. По данным определения абсолютного возраста и последовательности извержения, наиболее древними являются гранито-гнейсы (нижний палеозой), а наиболее молодыми — лейкократовые граниты и эффузивы среднего состава, верхний возрастной предел которых может заходить в верхний палеозой (Худобина, 1961).

К северу от Куба-Дагской мегантиклинали породы доверхнепалеозойского структурного яруса вскрыты пятью скважинами на территории Карабогазского свода. Скважины, расположенные на п-ове Омчалы и Южной Прикарабогазской косе (Карши), под отложениями платформенного чехла вскрыли граниты, плагиоклазовые фельзит-порфиры и роговообманковые сланцы (Куприн, Левин и Сальман, 1962; Князев и др., 1963). Возраст этих пород, определенный калий-аргоновым методом, составляет в одном случае 440 млн. лет, а в другом — 302 млн. лет (Куприн, Левин и Сальман, 1962), что соответствует ордовику и карбону.

В пределах Центрально-Каракумского свода породы фундамента вскрыты одиннадцатью скважинами. В шести из них обнаружены гранитоидные породы, а в пяти — туффитовые толщи, кислые эффузивы и габбро-диабазы (Князев и др., 1963). Абсолютный возраст гранитов составляет 330 млн. лет (карбон). Несколько меньшие цифры получены для липаритового туффо-песчаника (275 млн. лет).

В восточной части Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей породы доверхнепалеозойского структурного яруса фундамента вскрыты несколькими скважинами в пределах Айбугирской и Карабаурской антиклиналей. Наиболее древние из них обнаружены непосредственно

под отложениями платформенного чехла в ядре Айбугирской антиклинали. Они сложены хлоритово-серицитовыми сланцами, песчаниками и конгломератами, которые сильно рассланцованы и метаморфизованы (Гарецкий, Пантелеев и др., 1964; Пантелеев, 1964). На основании сопоставления с разрезами Центральных Кызылкумов и Султан-Уиздага возраст рассматриваемых пород определяется доверхнедевонским (Гарецкий, Пантелеев и др., 1964). Более молодые горизонты палеозоя вскрыты бурением на западной периклинали Айбугирской антиклинали и на Карабаурской антиклинали. Они представлены мраморизованными доломитами, известняками и известковистыми песчаниками. Аналогичные породы широко распространены в разрезах среднего палеозоя Кызылкумских гор и Султан-Уиздага. Вскрытая мощность пород фундамента здесь не выходит за пределы первых сотен метров.

На территории Северного Устюрта, в пределах Кассарминской мегантиклинали, скв. 1 Байтерек непосредственно под отложениями средней юры вскрыла жильную породу, под которой вошла в черные глинисто-алевритовые почти не метаморфизованные известняки. Эти породы условно отнесены к среднему палеозою (Акрамходжаев и др., 1962). Их вскрытая мощность составляет немногим более 100 м.

ПОРОДЫ ВЕРХНЕГО СТРУКТУРНОГО ЯРУСА ФУНДАМЕНТА (СРЕДНИЙ — ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЙ) В ПРЕДЕЛАХ КАЛЕДОНИД

Средне-верхнепалеозойские породы, составляющие верхний структурный ярус фундамента в пределах каледонид, выполняют главным образом ряд наложенных впадин Центрального Казахстана, из которых наиболее крупными являются Тенизская и Джезказганская. Здесь они обнажены на поверхности и в последнее время хорошо изучены (Богданов, 1954, 1959; Михайлов, 1955; Беспалов, 1956, 1960; Литвинович, 1954, 1956, 1962; Мазарович, 1958, 1961; Быкова, 1960; Кумпан, 1960, 1964, и др.). На севере Тургайской равнины, а также в пределах Чуйской синеклизы средне-верхнепалеозойские отложения вскрыты под платформенным чехлом многочисленными буровыми скважинами (Геологическое строение..., 1961; Дитмар, 1961, 1962, 1965; Новиков, Синицин и Скворцов, 1961; Новиков, Синицин и Филиппев, 1963; Геология и перспективы нефтегазоносности..., 1964; Варенцов и др., 1964; Дикенштейн, Новиков и др., 1964; Дитмар и Тихомиров, 1964).

Верхний структурный ярус каледонид сложен вулканогенными породами, а также слабо метаморфизованными осадочными терригенными, карбонатными и галогенными отложениями девона, карбона и перми, которые с несогласием и перерывом залегают на различных породах нижнего структурного яруса фундамента и подразделяются на ряд формаций.

Наиболее древние породы верхнего структурного яруса каледонид составляют вулканогенную (порфировую) формацию (нижний девон — нижняя часть среднего девона), которая сложена эффузивами, туфами, красноцветными туфогенными песчаниками и конгломератами мощностью до 2—3 км. Эти породы прорваны интрузиями гранитоидов.

Вышележащая нижняя красноцветная молассовая формация (верхняя часть среднего девона — франкий ярус) представлена красноцветными конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами с отдельными пластами основных и кислых лав и их туфов. Мощность ее 2—4 км.

Нижняя соленосная формация (фаменский ярус — турнейский ярус), сложенная каменной солью, ангидритами, гипсами, алевролитами и песчаниками, развита только в Джезказганско-Чуйской впадине (Петрушевский, 1938; Зайцев, 1940, 1946; Дитмар, 1961). В последнее время бурением галогенные породы пройдены на северо-западе этой впадины, на соляном

куполе Рахметнура, и на ее северо-востоке, на куполе Бестобе. В первом районе соль прорывает визейско-намюрские отложения и ее возраст условно считается фаменско-турнейским, во втором районе соль прорывает нижнетурнейские известняки и ее относят к фамену (Варенцов и др., 1964).

Морская терригенно-карбонатная формация (фаменский ярус — нижний карбон) представлена преимущественно карбонатными отложениями в нижней и средней частях и карбонатно-терригенными, местами угленосными — в верхней, общей мощностью до 4 км. Породы этой формации широко распространены как в обнаженной части Центрального и Южного Казахстана, так и в погребенных частях Тургайских и Чуйских степей, где обнаружены многочисленными скважинами.

Верхняя пестроцветная молассовая формация (средний карбон — пермь) сложена пестроцветными конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, с пачками мергелей и известняков. Мощность ее до 3—3,5 км.

Верхняя соленосная формация (пермь), обнаруженная бурением только в Джекказганско-Чуйской впадине, представлена каменной солью, гипсами, мергелями, аргиллитами, алевролитами и песчаниками, общей мощностью до 1—2 км (Дитмар и Тихомиров, 1964).

К югу от кряжа Большого Каратау по правобережью р. Сыр-Дарья на участке меридионального отрезка ее течения, под отложениями мезозоя, несколькими скважинами вскрыты серые песчаники, алевролиты и известняки предположительно нижнекаменноугольного возраста (Новиков, Сеницин и Загоруйко, 1962; Новиков, Сеницин и Филиппев, 1963; Кунин, 1964б). Эти породы, по-видимому, относятся к верхнему структурному ярусу фундамента Сырдарьинской впадины.

По-видимому, к отложениям этой же впадины относятся серые, слабо перекристаллизованные, предположительно нижнекаменноугольные известняки, вскрытые в Кызыл-Орде на глубине 840 м под нижним мелом скважиной Кызыл-Ординской гидрогеологической партии.

На севере Тургайской равнины в районе долины р. Убоган и оз. Кушмурун многочисленными скважинами вскрыта, а также выходит на поверхность южнее оз. Кушмурун и по р. Ишим толща осадочно-вулканогенных пород предположительно нижнетриасового (возможно, пермь-триасового) возраста (Геологическое строение..., 1961). Эта толща представлена переслаиванием базальтов, андезитов и липаритов с аргиллитами, алевролитами, реже песчаниками и конгломератами, вскрытой мощностью до 500 м. Оно слабо дислоцирована (углы падения слоев до 10°). Основная площадь ее распространения приурочена к Восточно-Уральскому региональному шву.

К востоку от Восточно-Уральского разлома на правобережье р. Сыр-Дарья пятью скважинами под меловыми отложения на глубинах от 414 до 640 м вскрыты красно-бурые и черные аргиллиты, алевролиты, песчаники со значительной примесью туфогенного материала и прослоем роговообманкового порфирита (Воскобойников, 1957; Самодуров, 1957; Гарецкий и Шрайбман, 1960). Углы падения пород достигают 70°. Скучные остатки спор, пыльцы и микрофауны свидетельствуют о том, что эти породы скорее всего относятся к верхней перми или нижнему триасу. Они выполняют Тюратамский прогиб. Несколько восточнее отмеченных скважин, к северу от ст. Джусалы скважиной экспедиции № 11 ВАГТ (А. Ф. Мятленков, И. И. Бляхер, С. К. Николаева) на глубине 269 м обнаружены сиреневые и зеленые аргиллиты, алевролиты и песчаники, по-видимому, также относящиеся к пермь-триасу Тюратамского прогиба.

ПОРОДЫ ВЕРХНЕГО СТРУКТУРНОГО ЯРУСА ФУНДАМЕНТА (ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЙ — ТРИАС) В ПРЕДЕЛАХ ГЕРЦИНИД

Породы верхнего структурного яруса фундамента имеют широкое распространение на западной окраине Уральской складчатой системы, выполняя Предуральский краевой прогиб и систему южных периклинальных прогибов Урала. По периферии Зилаирского синклинория они в нижней части сложены преимущественно флишеидными образованиями среднего и верхнего карбона (Перфильев и Херасков, 1964). Вверх по разрезу флиш сменяется морской молассой сакмарского и артинского ярусов. Флиш и морская моласса иногда замещаются маломощными глубоководными глинисто-известковистыми отложениями.

Вышележащие породы кунгурского яруса по западной окраине Уральской складчатой системы представлены континентальными молассами, которые к западу и югу замещаются сначала сульфатно-терригенной, а затем сульфатно-галеогенной толщами. С верхней перми и до нижнего триаса включительно породы верхнего структурного яруса фундамента сложены красноцветной и пестроцветной молассами. По окраинам Зилаирского синклинория наблюдается в общем постепенный переход от пород нижнего структурного яруса фундамента к отложениям его верхнего структурного яруса. Никаких заметных угловых несогласий здесь не отмечается и граница между ними проводится только по формационным признакам. Внутри пород верхнего структурного яруса фундамента существенные угловые несогласия также отсутствуют. Общая мощность верхнепалеозойско-триасовых пород фундамента в пределах Актюбинского периклинального прогиба, на периферии Зилаирского синклинория, измеряется многими километрами (в некоторых районах превышает 8 км).

Во внутренних районах более северных частей Урала породы верхнего структурного яруса фундамента распространены ограниченно и состоят из грубообломочных пород преимущественно среднекаменноугольного возраста, но отмечаются и более молодые горизонты, относящиеся к верхнему карбону и перми. Реже встречаются известняки и глинистые сланцы среднего и верхнего карбона и перми (Геологическое строение..., 1961; Малахова, 1963; Туаев, 1964). Помимо пород континентального происхождения, здесь отмечаются морские отложения среднего-верхнего карбона и перми (Малахова, 1963; Туаев, 1964). Верхнепалеозойские отложения во внутренних зонах Урала залегают несогласно на различных горизонтах подстилающих пород нижнего структурного яруса фундамента. Мощность их, по-видимому, не выходит за пределы первого километра.

К востоку от обнаженного Урала породы верхнего структурного яруса фундамента пользуются довольно широким, но неравномерным распространением под платформенным чехлом Тургайской равнины. Они приурочены главным образом к площадям развития нижнекаменноугольных пород, где слагают синклиналильные структуры. Породы верхнего структурного яруса фундамента здесь представлены континентальной серией терригенных осадков с полимиктовыми конгломератами (Геологическое строение..., 1961). По возрасту эти образования относятся, по-видимому, к среднему и верхнему карбону и нижней перми. Их вскрытая мощность, как правило, не выходит за пределы первых сотен метров.

На юге Актюбинского Приуралья и в Западном Примугодзарье породы верхнего структурного яруса фундамента изучены по материалам многочисленных скважин (Гарецкий, 1962а, б; Замаренов, 1962; Авров и Космачева, 1963, и др.). Разрез отложений здесь мало чем отличается от разреза пород периферии Зилаирского синклинория. В Актюбинском Приуралье (юг Актюбинского периклинального прогиба) от верхнего карбона до нижнего триаса развита та же формационная последовательность пород. Более низкие горизонты разреза скважинами здесь не вскрыты. В Запад-

ном Примугоджарье (Атжаксинский периклинальный прогиб) известны отложения среднего-верхнего карбона и докунгурские образования нижней перми. Они представлены флишевой и нижнемолассовой сероцветной формациями (Гарецкий, Кононова, Щербович, 1963). Общая вскрытая мощность пород верхнего структурного яруса в пределах Актюбинского Приуралья превышает 5000 м, а в Западном Примугоджарье измеряется первыми километрами.

К югу от Западного Примугоджарья породы верхнего структурного яруса фундамента вскрыты несколькими скважинами на юге Чушкакульской мегантиклинали (Гарецкий, 1962). Здесь обнаружены красноцветные конгломераты, песчаники и аргиллиты (красноцветная моласса) верхней перми. На юге Чушкакульской мегантиклинали они резко несогласно залегают на вулканогенно-терригенных породах среднего девона. Менее грубые терригенные образования красноцветной молассы верхней перми обнаружены опорной скважиной на п-ове Куланды. Вскрытая мощность пород верхнего структурного яруса фундамента на п-ове Куланды не выходит за пределы километра, а на юге Чушкакульской мегантиклинали она не превышает первые сотни метров.

Породы верхнего структурного яруса фундамента достаточно полно изучены в Кызылкумах. Здесь они, как правило, с угловым и стратиграфическим несогласием ложатся на различные горизонты подстилающих пород девона и нижнего карбона (Лихачев и др., 1961; Пятков и др., 1963; Соловьева, 1963). В их основании чаще всего залегают мощные конгломераты. В различных структурно-фациальных зонах Кызылкумов разрез пород верхнего структурного яруса фундамента существенно изменяется. В их строении принимают участие преимущественно серые полимиктовые конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты и известняки, часто образующие ритмичное переслаивание. В формационном отношении рассматриваемый комплекс пород относится к сероцветной молассе. В ряде структурно-фациальных зон Кызылкумов существенное значение в строении пород верхнего структурного яруса фундамента принадлежит толщам известняков. В разрезах Тамдытау отмечаются пласты основных эффузивов. По возрасту описываемые породы охватывают средний и верхний карбон. Более молодые горизонты верхнего структурного яруса фундамента в разрезах Кызылкумов отсутствуют. Общая мощность пород верхнего структурного яруса фундамента здесь местами превышает 5000 м.

В более внутренних районах Тянь-Шаня характер разреза пород верхнего структурного яруса фундамента существенно не изменяется (Лелешус, 1964; Миклухо-Маклай, 1961, 1963; Соловьева, 1963). Большая полнота палеонтологического материала позволила М. Н. Соловьевой (1963) уточнить его нижнюю границу. Во всех изученных разрезах Тянь-Шаня этот ярус начинается отложениями не древнее верхнебашкирского подъяруса. В тех местах, где сохранились отложения нижнебашкирского подъяруса, они неразрывно связаны с подстилающими породами нижнего карбона и входят в состав нижнего структурного яруса фундамента. Таким образом, в наиболее полных разрезах Тянь-Шаня раздел между структурными ярусами фундамента отвечает границе нижне- и верхнебашкирских отложений. В строении верхнепалеозойских толщ Тянь-Шаня значительную роль играют вулканогенно-обломочные образования, мощность которых местами составляет первые километры (Миклухо-Маклай, 1961, 1963). Верхнюю часть разреза верхнего структурного яруса составляют красно-бурые конгломераты, гравелиты и грубозернистые песчаники с прослоями кварцевых порфиров, кислых лав, туфов и туфовых песчаников (Сикстель, 1960), в формационном отношении являющиеся типичной красноцветной молассой. Эти породы входят в состав ханакинской и мадыгенской свит верхней перми — нижнего триаса. В пределах Тянь-Шаня они имеют

сравнительно ограниченное распространение. К верхнекаменноугольному и нижнепермскому времени приурочено внедрение различных по составу интрузий. По данным Б. П. Беликова и др. (1964) и Н. П. Лаверова и др. (1964), их верхняя возрастная граница не выходит за пределы нижней перми. Внутри пород верхнего структурного яруса фундамента в разрезах Тянь-Шаня намечается несколько перерывов и угловых несогласий местного значения. Более резкие перерывы и угловые несогласия приурочены к подошве и особенно к кровле пород этого структурного яруса. Они отделяют породы фундамента от вышележащих отложений платформенного чехла.

О выделении пород верхнего палеозоя и нижнего триаса в качестве верхнего структурного яруса фундамента свидетельствуют также материалы по герцинидам Южного и Восточного Казахстана (Афоничев, 1960; Кумпан, 1960, 1964; Азбель, 1961; Бувалкин и Власов, 1961). Общая мощность пород верхнего структурного яруса фундамента в пределах Тянь-Шаня местами измеряется несколькими километрами.

Во внутренних районах Туранской плиты породы верхнего структурного яруса фундамента наиболее полно изучены на п-ове Мангышлак. Здесь в грядях Каратау выходит мощный комплекс в основном терригенных пород, выделяемый под названием каратауского. Он сложен полимиктовыми песчаниками, аргиллитами, алевролитами, реже известняками (Мокринский, 1952; Шлезингер, 1959, 1965а, б; Винюков, 1963). В последние годы в нем обнаружено несколько прослоев туфов и лав (Винюков, 1963; Флоренский, 1964). Породы каратауского комплекса слабо метаморфизованы. В формационном отношении здесь выделяются сероцветная моласса биркутской и отпанской свит перми, красноцветная моласса долинапинской свиты перми, зеленоцветная алевролитово-сланцевая формация тарталинской свиты нижнего триаса, морская моласса караджатыкской свиты нижнего триаса, красноцветная моласса карадуанской свиты среднего триаса и антраконитовая формация акмышской свиты верхнего триаса. Последняя сложена черными и темно-серыми известняками, глинистыми сланцами, аргиллитами и песчаниками. Характерной чертой этих пород является почти повсеместное присутствие в них антраконита (черный кальцит, известняк или доломит, окрашенные примесью углистых или битуминозных веществ).

Зеленоцветная алевролитово-сланцевая формация и морская моласса вкрест и по простиранию Мангышлакского верхнепалеозойско-триасового прогиба замещается красноцветной молассой. Аналогичные породы каратауского комплекса обнажены в пределах Восточного Мангышлака, где образуют ряд мелких останцовых возвышенностей. Кроме того, они здесь вскрыты рядом скважин (Геологические условия..., 1963; Шлезингер, 1965б). Подошва верхнего структурного яруса фундамента в пределах Мангышлака нигде не обнажена и не вскрыта скважинами, поэтому соотношение его с подстилающими породами нижнего структурного яруса остается невыясненным. Общая видимая мощность пород верхнего структурного яруса фундамента превышает здесь 8000 м.

В пределах Туаркыра породы верхнего структурного яруса обнажены лишь на небольшом участке. Они представлены грубозернистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами (Курбатов, 1956; Астахова, 1962). Отмечаются прослои аргиллитов, вулканических туфов и покровы эффузивов. В верхней части разреза встречаются пласты известняков с нижнетриасовой фауной. В формационном отношении рассматриваемые породы относятся к красноцветной молассе. По возрасту они принадлежат к верхней перми и нижнему триасу. С подстилающими породами нижнего структурного яруса фундамента они соприкасаются по разломам. Видимая общая мощность пород верхнего структурного яруса фундамента в пределах Туаркыра достигает 4000 м.

Породы верхнего структурного яруса фундамента значительно распространены вдоль крайней южной периферии Туранской плиты в хр. Банди-Туркестан. Здесь, по данным С. В. Егупова, развиты мощные толщи пород всех отделов триаса, которые сложены преимущественно известняками, глинистыми сланцами и песчаниками. Конгломераты и гравелиты играют в разрезе меньшую роль. В ряде мест отмечаются вулканогенные толщи, достигающие нескольких сотен метров мощности. Триасовые породы Банди-Туркестана залегают несогласно на подстилающих палеозойских образованиях и метаморфизованы значительно слабее. Общая мощность пород триаса в Банди-Туркестане достигает 3000 м.

Породы верхнего структурного яруса фундамента, кроме того, вскрыты скважинами под отложениями платформенного чехла в ряде районов Туранской плиты. В пределах Бухаро-Хивинской области несколькими скважинами встречены красноцветные обломочные неотсортированные породы, слабо уплотненные, имеющие небольшую мощность (Геологические условия..., 1963). Эти породы распространены на небольших по площади изолированных участках. На подстилающих породах нижнего структурного яруса фундамента они залегают резко несогласно. Рассматриваемые породы, по-видимому, принадлежат к верхним горизонтам верхнего структурного яруса фундамента, по возрасту относящимся к верхней перми — нижнему триасу.

В южной части Бухаро-Хивинской области, на Чарджоуском поднятии, породы верхнего структурного яруса фундамента сложены полимиктовыми конгломератами с прослоями песчаников, аргиллитов и эффузивов. Они сопоставляются (Геологические условия..., 1963) с аналогичными образованиями верхнего карбона — нижней перми Кызылкумов и Туркестанского хребта. Их вскрытая мощность не выходит за пределы первых сотен метров.

В пределах Центрально-Каракумского свода тремя скважинами между палеозойскими гранитами и отложениями юры вскрыты туфопесчаники, туфы и туфолавы (Геологические условия..., 1963). Они здесь заполняют небольшие по площади и глубине впадины рельефа палеозойских гранитов. Эти породы принадлежат к верхнему структурному ярусу фундамента, а возраст их устанавливается не точнее верхнего палеозоя.

Породы верхнего структурного яруса фундамента обнаружены бурением на нескольких участках в пределах Северного Устюрта и п-ова Бузачи (Теренкудук, Байтерек, Кызан, Кумтюбе и Чагырлы). Они повсюду сложены красноцветными песчаниками и аргиллитами, уплотненными, но почти без следов метаморфизма. Вскрываемые здесь скважинами породы соответствуют верхним горизонтам верхнего структурного яруса фундамента (верхняя пермь — нижний триас). Их видимая мощность нигде не превышает первых сотен метров.

Глава II

ОТЛОЖЕНИЯ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

Платформенный чехол в пределах Туранской плиты на большей части ее территории начинается отложениями юры, а в наиболее глубоких частях прогибов и в грабенах даже породами триаса¹. За контуром распространения триасово-юрских пород платформенный чехол начинается отложениями различных горизонтов мела, палеогена и даже неогена. Отложения платформенного чехла с четко выраженным перерывом и угловым несогласием ложатся на различные горизонты пород складчатого фундамента, поверхность которого размыта и имеет неровный рельеф.

С учетом достаточно четко выраженных региональных перерывов, угловых несогласий, а также по изменению плотности и характера залегания слоев в отложениях платформенного чехла выделяются четыре структурных яруса. Первый из них сложен породами триаса и нижней юры (местами в него входят, возможно, и нижние горизонты средней юры); ко второму относятся отложения средней и верхней юры, мела, палеогена и нижнего миоцена; третий составляют породы среднего и верхнего миоцена и нижнего плиоцена, а к четвертому принадлежат отложения верхнего плиоцена и антропогена.

ТРИАСОВО-НИЖНЕЮРСКИЙ (ПЕРВЫЙ) СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Впервые на существование в пределах чехла эпипалеозойских платформ специфического комплекса пород, отнесенного к нижнему структурному ярусу, было обращено внимание в работах Н. С. Шатского (1951), а затем А. Л. Яншина (1955; Тектоническая карта..., 1957), Н. П. Туаева (1958) и др.

Наиболее полно породы нижнего структурного яруса изучены в Челябинском грабене за пределами Туранской плиты. Они описаны во многих работах (Преображенский, 1947; Пинчук, 1955; Горский и Леоненко, 1958; Туаев, 1958, 1964; Носаль, 1959; Тужикова, 1959; Боякова, 1960; Решение..., 1961; Архангельский, 1962; Бочкарев, 1962 и др.). Большинство исследователей разрез Челябинского грабена подразделяет (снизу вверх) на туринскую и челябинскую серии, а последнюю на три свиты: чумлякскую, коркинскую и сугоякскую. Следует отметить, что фациально разрез мезозойской толщи грабена крайне не выдержан, поэтому выделение свит здесь очень затруднено и не поддерживается некоторыми исследователями.

¹ Некоторые исследователи (Туаев, 1964) считают, что в пределах Челябинского грабена самые низы выполняющих его отложений, вероятно, относятся уже к перми. Согласно решению Стратиграфического совещания в Свердловске (1963 г.), утвержденному пленумом Межведомственного стратиграфического комитета (1964 г.), туринская серия низов разреза грабена охватывает средний и нижний триас.

Разрез начинается конгломератами и брекчиями туринской серии, состоящими из обломков палеозойских и допалеозойских пород. На этой толще, а иногда сразу на фундаменте залегают вулканогенные породы (базальты, гялобазальты, долериты, базальтовые порфириды и их туфы). Осадочные образования (алевролиты, аргиллиты и глины) встречаются в виде подчиненных прослоев, количество которых возрастает вверх по разрезу. В верхней части разреза туринской серии появляются первые прослои бурых углей. Отпечатки листьев, остатки спор, пыльцы и пеллеципод не дают однозначного ответа о возрасте туринской серии. Одни исследователи опускают ее до верхней перми (а иногда даже до нижней), другие (большинство) — до нижнего триаса.

Челябинская серия состоит из переслаивающихся темно-серых аргиллитов, алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов. Со средней частью разреза этой серии связаны основные угленосные пласты. Палеонтологические остатки (главным образом растительные) говорят о рэт-лейасовом возрасте отложений челябинской серии. Не исключена возможность, что самые ее верхи относятся уже к средней юре. Общая мощность пород первого структурного яруса чехла в Челябинском грабене достигает нескольких километров. Они с резким угловым и стратиграфическим несогласием перекрыты отложениями мела и палеогена.

В Тургайской и Чуйской равнинах буровыми и сейсморазведочными работами установлено около двадцати различных размеров грабенов типа Челябинского. В некоторых из них (Кияктинский и др.) выполняющие их породы выходят на поверхность, в других они вскрыты скважинами. Обычно эти породы представлены сероцветными континентальными угленосными отложениями рэт-лейаса и частично низов средней юры. В отдельных грабенах (Каратауский) развиты даже верхнеюрские континентальные озерные отложения, но они, по-видимому, распространены здесь несколько шире, не разорваны ограничивающими грабен разломами и, следовательно, входят в состав вышележащего структурного яруса.

Верхние горизонты первого структурного яруса платформенного чехла в северной части Туранской плиты вскрыты несколькими скважинами на юге Чушкакульской мегантиклинали, Куландинской опорной скважиной на северном побережье Аральского моря и Северо-Устюртской опорной скважиной близ северного чинка Устюрта (Гарецкий, 1959, 1962б; Гарецкий, Дальян и др., 1963; Гринберг, 1964). Здесь обнаружены аргиллиты темно-серые, иногда почти черные, с многочисленными включениями, обуглившегося растительного детрита, перемежающиеся с алевролитами и песчаниками. Породы значительно уплотнены и несут следы эпигенетических изменений. По палинологическим материалам они относятся к рэтскому ярусу верхнего триаса и нижней юре. Однако их нижние горизонты, возможно, уже принадлежат к более низким подразделениям верхнего триаса. Породы первого структурного яруса на рассматриваемых площадях с угловым несогласием перекрыты отложениями средней юры. Их вскрытая мощность по разрезам скважин составляет первые сотни метров. По данным сейсморазведочных профилей, полная мощность пород первого структурного яруса здесь измеряется первыми километрами.

Ближние породы обнаружены в среднем течении р. Аму-Дарья на Питнякской антиклинали. Здесь скважинами вскрыты темно-серые и черные аргиллитоподобные глины, песчаники и алевролиты, относящиеся к рэт-лейасу (Бабаев, 1959б; Бабаев и Федотов, 1960). Их видимая мощность достигает 625 м, а полная мощность, по данным сейсморазведки, составляет 1800 м. Породы рэт-лейаса здесь, по-видимому, также несогласно перекрыты отложениями средней юры.

Небольшой выход на поверхность отложений первого структурного яруса (лейаса) известен в районе Центрально-Кызылкумской зоны поднятий, к северу от выступа Ауминзатау (Пятков и Пяновская, 1961).

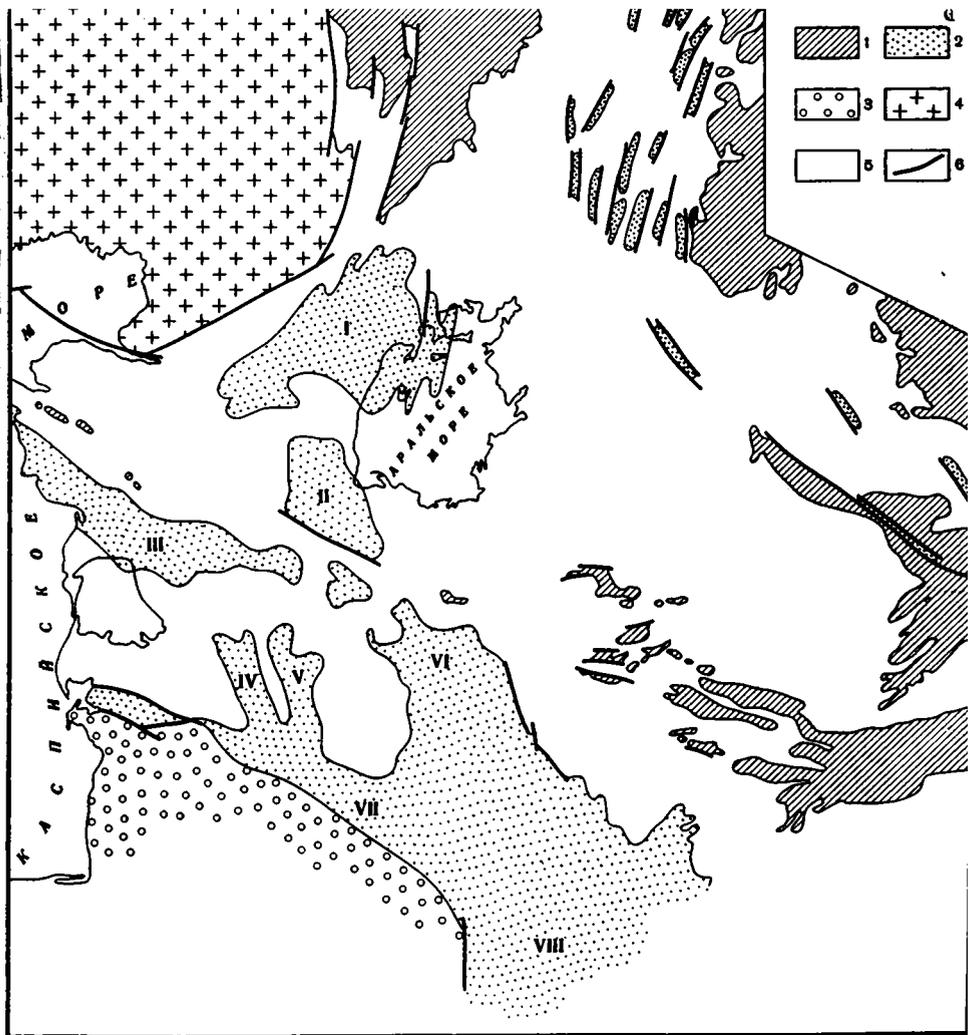


Рис. 18. Схема распространения отложений нижнего структурного яруса платформенного чехла Туранской плиты (по Гарецкому, 1964)

1 — выходы пород складчатого фундамента эокайнозойской платформы на поверхность; 2 — отложения нижнего структурного яруса платформенного чехла Туранской плиты; 3 — отложения того же возраста в пределах Предконетлагского краевого прогиба и альпийской складчатой области; 4 — Прикаспийская синеклиза, в пределах которой повсеместно развиты отложения верхнего триаса — нижней юры, но в иных, чем на Туранской плите, фациях; 5 — область отсутствия нижнего структурного яруса чехла; 6 — разломы.

I — Северо-Устьюртский прогиб; II — Барсакельмесская впадина; III — Южно-Мангышлакский и Аскакеуданский прогибы; IV — Учтаганский прогиб; V — Верхне-Узбойский прогиб; VI — Хорезмско-Измаильский прогиб; VII — Бахардоская периплатформенная моноклиналь; VIII — Мургабская впадина

Здесь породы обнажены в сводах небольших приразломных брахиантиклиналей и резко несогласно с перерывом перекрыты отложениями турона.

Приведенный обзор показывает, что породы первого структурного яруса платформенного чехла Тургайской равнины, в пределах которой фундамент залегает неглубоко, выполняют отдельные глубокие грабены (рис. 18). Здесь эти породы несогласно перекрываются вышележащими отложениями платформенного чехла. Южнее породы первого структурного яруса имеют более широкое площадное распространение и слагают наиболее погруженные участки отрицательных структурных элементов Туранской плиты (Северо-Устьюртский прогиб и др.). Области их распро-

странения здесь, как правило, имеют резкие ограничения, за которыми они в ряде случаев полностью выклиниваются или тонким покровом захлестывают относительно приподнятые участки. В зонах внешнего ограничения пород первого структурного яруса платформенного чехла, а также на отдельных поднятиях внутри этих областей (к которым относятся все современные пункты их вскрытия скважинами) наблюдаются резкое угловое несогласие и перерыв в осадконакоплении с вышележащими отложениями. Судя по данным сейсморазведки, это несогласие и диапазон стратиграфического перерыва постепенно уменьшаются в сторону наиболее погруженных зон Туранской плиты и местами, возможно, сходят на нет.

Породы рэт-лейаса рассмотренных районов Туранской плиты отличаются от вышележащих отложений платформенного чехла и по своим физическим свойствам, прежде всего по степени уплотненности. Средняя их плотность составляет $2,40-2,50 \text{ г/см}^3$, в то время как в вышележащих отложениях юры и мела она не превышает $2,1-2,3 \text{ г/см}^3$ (Гарецкий, Дальян и др., 1963). Однако в сторону погруженных зон различия плотностей пород на границе этих ярусов уменьшаются и, возможно, исчезают. В юго-восточных районах Туранской плиты одновозрастные отложения верхнего триаса и нижней юры даже в приподнятых зонах по условиям залегания и плотностной характеристике не отделяются от вышележащих отложений юры и мела, что не позволяет их здесь выделять в самостоятельный структурный ярус.

Породы нижнего структурного яруса платформенного чехла, судя по данным сейсморазведки, залегают на различных горизонтах фундамента и отделены от них четким угловым несогласием, которое сохраняется даже в наиболее глубоких прогибах платформенного чехла. Между породами фундамента, даже когда они сложены молассами верхнего структурного яруса, и отложениями платформенного чехла отмечается скачок плотности, в среднем составляющий $0,1-0,3 \text{ г/см}^3$.

СРЕДНЕЮРСКО-НИЖНЕМИОЦЕНОВЫЙ (ВТОРОЙ) СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Отложения второго структурного яруса играют основную роль в строении чехла Туранской плиты, имея почти повсеместное распространение и максимальную мощность. Они ложатся несогласно на породы первого структурного яруса, а там, где последние отсутствуют, с еще более резким угловым несогласием и перерывом покрывают породы фундамента.

Рассматриваемые отложения на территории Туранской плиты изучены в настоящее время достаточно полно по естественным обнажениям и многочисленным скважинам. В северных ее районах они начинаются континентальными сероцветными угленосными терригенными породами средней юры². Только в западных районах (Мангышлак, Туаркыр) среди них появляются сероцветные терригенные слои морского генезиса. На юге плиты в Гаурдак-Кугитангском районе они также сложены морскими фациями. Резко отличные черты имеют отложения средней юры Большого Балхана, где развита мощная толща темно-серых, почти черных плотных глинистых сланцев морского происхождения. В верхней части разреза появляются песчаники, которые равномерно перемежаются с глинистыми сланцами. Общая мощность морских среднеюрских отложений Большого Балхана превышает 4000 м, причем их подошва не вскрыта.

¹ В юго-восточных районах Туранской плиты он включает породы верхнего триаса — нижней юры.

² Распространение, изменение литологического состава и мощностей среднеюрских и более молодых отложений платформенного чехла южной части Туранской плиты изображено в Атласе литолого-фацциальных и геохимических карт западных районов Средней Азии (1964) под редакцией Г. Х. Дикенштейна.

В юго-восточных районах Туранской плиты породы второго структурного яруса, как уже упоминалось, начинаются отложениями верхнего триаса (Сикстель, 1958, 1960). Последние, вместе с вышележащими толщами нижней и средней юры, сложены континентальными сероцветными угленосными породами, близкими к отложениям средней юры северных районов Туранской плиты. В структурном отношении породы нижней юры неразрывно связаны с вышележащими отложениями средней юры также в пределах Мангышлака и Туаркыра. Здесь развиты пестроцветные песчано-глинистые породы нижней юры, без видимых следов углового несогласия перекрытые отложениями средней юры. Однако они скорее всего принадлежат к более высоким горизонтам лейаса, чем породы Северо-Устюртской и Куландинской скважин.

Отложения верхней юры образованы преимущественно морскими терригенно-карбонатными породами. Только их нижние горизонты (келловейский ярус) местами тесно связаны с подстилающими сероцветными породами средней юры, образуя с ними единый комплекс. Подобного типа отложения развиты в пределах Западного Примугоджарья и Чушкакульской мегантиклинали (Гарецкий, 1959, 1962б) и на Южном Мангышлаке (Кузнецова и Шлезингер, 1963; Шлезингер, 1965б). На территории большей части плато Устюрт и в Заунгузских Каракумах большая, нижняя, часть разреза верхней юры представлена толщей преимущественно континентальных пестроцветных глин, образующих специфическую формацию (Гарецкий, Котова и Шлезингер, 1964). В южной части Туранской плиты, на территории Юго-Восточной Туркмении и Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области, в верхних частях разреза развиты мощные толщи соленосных пород.

Нижнемеловые отложения Туранской плиты в ее западной части представлены преимущественно морскими сероцветными терригенными образованиями. Лишь отложения неокома образованы пестроцветными континентальными терригенными породами, и только на юге западной части плиты они сложены морскими карбонатными породами. В восточной части Туранской плиты отложения нижнего мела представлены континентальными пестроцветными образованиями неокома и континентальными сероцветными и пестроцветными породами аптского и альбского ярусов.

Верхнемеловые отложения на большей части Туранской плиты сложены в основном породами морского генезиса, причем в нижней их части (сеноманский и туронский ярусы) развиты сероцветные терригенные породы, а верхняя часть образована преимущественно карбонатными осадками. В восточном и северо-восточном направлениях карбонатные породы замещаются терригенными, с последующим замещением морских фаций континентальными. Последние становятся преобладающими только на северо-востоке плиты.

Нижняя часть палеогеново-нижнемиоценовых отложений (палеоцен и эоцен) на западе Туранской плиты состоит главным образом из карбонатных пород морского происхождения. Верхняя их часть сложена монотонной майкопской серией преимущественно некарбонатных глин и алевроитов. Верхние горизонты этой серии принадлежат к нижнему миоцену и сохранились от предсреднемиоценового размыва только в наиболее погруженных частях современных прогибов и впадин (Северо-Устюртском, Южно-Мангышлакском и др.). В восточном и северо-восточном направлениях карбонатные породы ряда горизонтов палеоцена и эоцена замещаются морскими терригенными, а местами (как и морские отложения майкопской серии) — континентальными образованиями. В Юго-Восточной Туркмении, в пределах Горного Бадхыза, в породах верхнего эоцена отмечаются пласты базальтовых и андезитовых эффузивов и туфобрекчий. На юге Туранской плиты в кумском горизонте верхнего эоцена в ряде пунктов встречаются прослои пепловых туфов.

В породах второго структурного яруса по региональным перерывам и угловым несогласиям достаточно отчетливо намечаются три структурных подъяруса: юрский¹, меловой и палеогеново-нижнемиоценовый. Наиболее отчетливо намечается граница юрского и мелового подъярусов (Дикенштейн, Шебуева, Бархатная, 1964). В разных частях Туранской плиты четкость их выделения различная. Например, в Приаралье породы палеогена ложатся на различные подстилающие горизонты мела вплоть до отложений нижнего мела и даже древних пород фундамента. Напротив, на Мангышлаке это несогласие почти полностью сходит на нет. Чаще всего указанные структурные ярусы более отчетливо выделяются на положительных структурных элементах, по сравнению с прилегающими прогибами или впадинами.

Общая мощность пород второго структурного яруса платформенного чехла в прогибах и впадинах северной части Туранской плиты достигает 4 км. На положительных структурных элементах она сокращается до 3—2 км, а иногда и менее. В южной части Туранской плиты, где отложения верхнего триаса и нижней юры входят в состав рассматриваемого структурного яруса, его мощность (Юго-Восточная Туркмения) увеличивается до 8—10 км.

СРЕДНЕМИОЦЕНОВО-НИЖНЕПЛИОЦЕНОВЫЙ (ТРЕТИЙ) СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Отложения третьего структурного яруса особенно четко выделяются в западной части Туранской плиты. В пределах Устюрта, Южного Мангышлака, Заунгузских и Низменных Каракумов, они с резким угловым несогласием и стратиграфическим перерывом ложатся на различные горизонты подстилающих пород второго структурного яруса. Последние, как правило, близ контакта, несут следы выветривания. Отложения третьего структурного яруса представлены морскими, преимущественно терригенно-карбонатными породами. Лишь на сравнительно небольших по площади участках, окаймляющих поднятия, иногда появляются пачки континентальных терригенных пород (Каратауская мегантиклиналь на Мангышлаке). В восточном и юго-восточном направлении они замещаются континентальными фациями, широко развитыми в Юго-Восточной Туркмении. Мощность отложений третьего структурного яруса измеряется, как правило, первыми сотнями метров, увеличиваясь в Юго-Восточной Туркмении до 1 км и более. Максимальной мощности, измеряемой первыми километрами, рассматриваемые отложения достигают в межгорных и краевых впадинах и прогибах, окружающих с юга и юго-востока Туранскую плиту.

ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВО-АНТРОПОГЕНОВЫЙ (ЧЕТВЕРТЫЙ) СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Отложения четвертого структурного яруса выполняют пониженные участки выработанного к этому времени рельефа, перекрывая или приклоняясь к различным горизонтам пород фундамента и платформенного чехла. Они представлены морскими и континентальными, преимущественно терригенными образованиями. Мощность отложений четвертого структурного яруса составляет, как правило, первые десятки, реже первые сотни метров. Только в окружающих Туранскую плиту эпиплатформенных орогенных впадинах и прогибах, а также в Предкопетдагском краевом прогибе она увеличивается до многих сотен, а иногда и тысяч метров.

¹ На п-ове Мангышлак в полных разрезах несогласие отмечается на границе оксфордского и киммериджского ярусов (Кузнецова и Шлезингер, 1963), и отложения киммериджа, таким образом, входят в состав среднего структурного подъяруса.

Глава III

СЕЙСМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА ЗЕМНОЙ КОРЫ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

В пределах Туранской плиты геолого-геофизический разрез мезо-кайнозойских и палеозойских пород в общем благоприятствует образованию преломленных и отраженных сейсмических волн. Большое значение при этом имеет распространение на значительных площадях карбонатных осадков в разрезе палеогена, мела и верхней юры, а на юго-востоке Туркмении и гидрoхимических пород верхней юры. Не меньшее значение имеет чередование более жестких пород с менее жесткими в нижнемезозойских и палеозойских образованиях. Все это определяет существование устойчивых сейсмических горизонтов.

Анализ распространения опорных сейсмических горизонтов показывает, что они совпадают с основными плотностными границами, достаточно равномерно распределенными по всему разрезу. Маркирующие преломляющие горизонты в пределах Туранской плиты, как правило, совпадают с опорными отражающими горизонтами и приурочены: на юго-востоке — к известнякам бухарского горизонта палеогена, на западе и юге — к кровле карбонатных отложений верхнего мела и к известнякам верхней юры (подошве неокома), на юго-востоке Туркмении — к кровле соляно-гипсовых отложений верхней юры (кимеридж-титов), а также повсеместно — к поверхности и подошве верхнего структурного яруса фундамента. Опорные отражающие и маркирующие преломляющие горизонты, имеющие региональное распространение, внутри меловых, средне- и нижнеюрских отложений и в толще пермо-триаса не установлены. Однако на отдельных, довольно значительных площадях достаточно уверенно выделяются отражающие и преломляющие горизонты, связанные с различными стратиграфическими уровнями в отложениях мела и юры.

ОСНОВНЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ ГОРИЗОНТЫ В ПЛАТФОРМЕННОМ ЧЕХЛЕ

При исследованиях методом отраженных волн (МОВ) в пределах Туранской плиты регистрируется от нескольких до 10—20 отраженных волн, освещающих разрез платформенного чехла на всю его мощность. Количество отражений на сейсмограммах, их надежное выделение и прослеживание зависят в основном как от особенностей глубинного геологического строения, так и от поверхностных сейсмогеологических условий. Так, например, на участках развития соляной тектоники, а также в условиях резкого барханного рельефа, количество отражений на сейсмограммах и их глубинность резко уменьшаются, вплоть до полного исчезновения волн. Сложная волновая картина наблюдается и в зоне интенсивного развития разрывных нарушений.

Среди регистрируемых отражений по динамическим особенностям записи выделяются опорные отражения, прослеживаемые на больших пло-

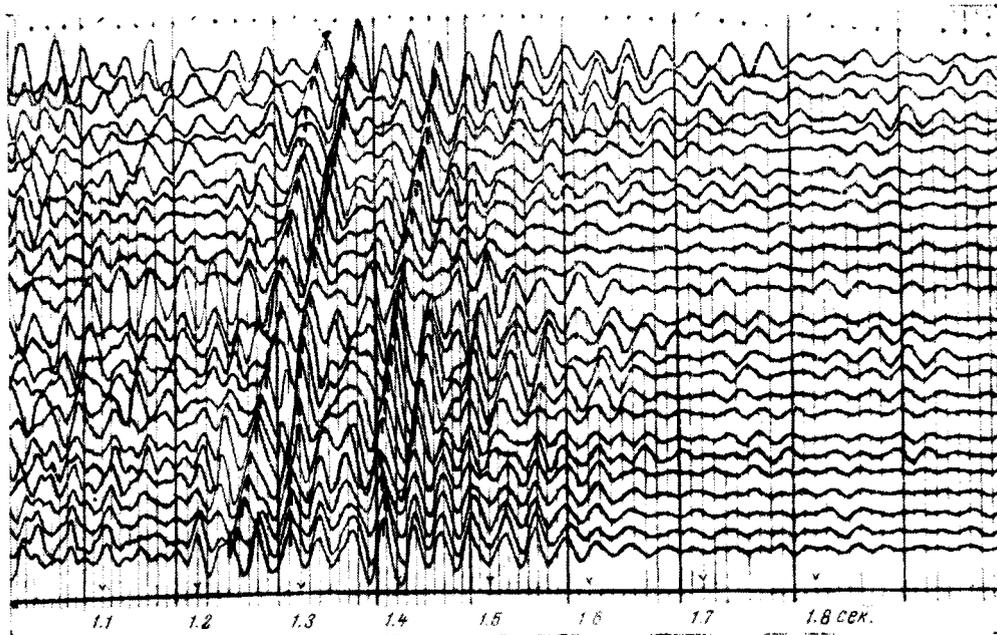


Рис. 19. Характерная запись отраженных волн от опорного сейсмического горизонта, соответствующего бухарским известнякам палеогена в Ферганской межгорной впадине

щадях (табл. 1). Все они отличаются интенсивной записью, состоящей, из двух-трех фаз с наиболее выразительной второй фазой (рис. 19, 20).

В юго-восточных районах Туранской плиты, где в разрезе мезозоя присутствуют отложения бухарского горизонта палеогена, первое опорное отражение приурочено к их кровле. Особой динамической выразительности это опорное отражение достигает там, где бухарские слои представлены известняками или гипсами (рис. 19). В пределах Южно-Эмбенского моноклинала, Устюрта, Мангышлака, Приаралья и других мест, где эти отложения отсутствуют или представлены в иных фациях, первый четкий опорный отражающий горизонт связывается с кровлей пород верхнего мела. Этот отражающий горизонт в литературе именуется первым отражающим. В некоторых районах, где одновременно прослеживаются оба указанные опорные отражения (среднее течение р. Аму-Дарьи, Юго-Восточная Туркмения), первым отражающим горизонтом называют кровлю бухарских отложений, а вторым — кровлю верхнего мела (Теплицкий, 1961а). Там, где отложения бухарского горизонта имеют небольшую мощность, порядка 40—50 м (Сыр-Дарьинская впадина, ряд участков среднего течения Аму-Дарьи), разделить эти два отражения практически невозможно. В этом случае они следятся как одно многофазное (до 7—8 фаз) колебание (рис. 20). На сводах поднятий эти отражения вообще не выделяются, так как сливаются с первыми вступлениями. В Ферганской впадине первое опорное отражение также связывается с пачкой известняков, гипсов и ангидритов, залегающей близ контакта отложений мела и палеогена (Вольвовский и др., 1960а, б).

Следующий опорный отражающий горизонт почти повсеместно связан с кровлей верхнеюрских (подошва неокома) отложений. В пределах Южно-Эмбенского моноклинала, Устюрта и Мангышлака он получил название III отражающего горизонта¹ (Баренбойм и Пузырев, 1952; Краев,

¹ На отдельных ограниченных участках рассматриваемых районов Туранской плиты между III и I опорными отражающими горизонтами на различных стратиграфических уровнях выделяются отражающие горизонты, иногда называемые II опорным отражающим горизонтом.

Т а б л и ц а 1

Стратиграфическая приуроченность опорных сейсмических горизонтов

| Район | Сейсмический горизонт | Южно-Эмбенский моноклинал | Северный Устюрт | Центральный и Южный Устюрт, Мангышлак | Кара-богаз-Гол, Краснодарский полуостров, Бузачи | Западная Туркмения | Северная Туркмения | Центральные Каракумы | Бухаро-Хивинская зона | Восточная Туркмения (среднее течение Аму-Дарьи) |
|---|-----------------------|---------------------------|-----------------|---------------------------------------|--|--------------------|--------------------|----------------------|-----------------------|---|
| Кровля бухарского горизонта палеогена | п* | — | — | — | — | — | 3,0 | — | 3,0—4,0 | 2,3 |
| | о** | — | — | — | — | — | — | — | + | + |
| Кровля верхнего мела (турон-сенон) | п | — | 2,6—3,8 | 2,9—3,6 | 2,8—3,6 | 3,6—4,2 | 3,3—3,6 | 2,7—3,7 | 2,6—3,3 | 2,8 |
| | о | + | + | — | — | — | — | — | + | + |
| Кровля нижнего мела (альб-апт) | п | — | — | 3,5—4,0 | 4,2—4,6 | 4,2—4,8 | 3,4—3,7 | 3,5—3,7 | 2,9—4,5 | 3,6—3,8 |
| | о | — | — | — | — | — | — | — | — | + |
| Кровля верхней юры (подшва неокома) | п | — | 4,5—5,0 | 3,7—4,2 | 4,2—4,5 | 4,6—5,5 | 3,7—4,0 | 4,0—5,4 | 4,2—5,0 | 4,1—5,0 |
| | о | + | + | + | + | — | — | — | + | — |
| Верхняя юра (титон-киммеридж) | п | 5,6—6,4 | — | 5,2—5,6 | — | — | — | 5,6—5,8 | 4,8—5,2 | 4,8—5,2 |
| | о | — | — | — | — | — | — | — | — | + |
| Верхняя юра (оксфорд-келловей) | п | — | — | — | — | — | — | 5,8—6,0 | 5,0—5,8 | 6,0—6,2 |
| | о | — | — | — | — | — | — | — | — | + |
| Кровля верхнего структурного яруса фундамента | п | — | — | 4,6—5,3 | 4,6—5,1 | 5,5—6,0 | 5,0—5,5 | 5,6—5,7 | — | 5,6—6,4 |
| | о | + | — | 5,4—6,2 | 5,6—5,8 | — | — | — | — | + |
| Подшва верхнего структурного яруса фундамента | п | 5,9—6,0 | 5,6—6,0 | 5,7—6,4 | 6,0—6,3 | 5,6—6,2 | 5,7—6,3 | 5,7—6,5 | 5,4—6,4 | 5,6—6,4 |
| | о | — | — | — | — | — | — | — | — | — |

* Опорный преломляющий сейсмический горизонт, V_p км/сек.

** Опорный отражающий сейсмический горизонт, +.

Таблица 1 (окончание)

| Район | Мары- Байрама- лийская зона | Юго-Восто- чная Туркме- ния | Предкопет- дагский крае- вой прогиб | Сыр- Дарьин- ская впа- дина | Чуйская синеклиза | Приташкент- ский район | Голодная степь, Се- верные Кзыл- кумы | Сурхан-Дарь- инская деп- рессия | Ферганская впадина |
|--|--------------------------------------|-----------------------------------|---|--------------------------------------|----------------------|---------------------------|---|---------------------------------------|-----------------------|
| Кровля бухарско- го горизонта па- леогена | — + | — + | — — | — + | — — | — — | — — | — + | 5,5—5,7 + |
| Кровля верхнего мела (турон-се- нон) | — — | 4,5—4,9 + | 3,6—4,2 — | — + | 3,8—5,0 — | 2,2—2,9 — | 2,6—3,3 — | — — | 4,6—5,5 + |
| Кровля нижнего мела (альб-апт) | — — | — — | 3,5—4,0 — | — — | — — | — — | — — | — — | — — |
| Кровля верхней юры (подошва неокома) | — + | 4,5—5,2 + | 4,8—5,6 — | 4,5—5,1 — | — — | 2,7—3,7 — | 3,7—4,4 — | — + | 5,9—6,0 — |
| Верхняя юра (ти- тон-киммеридж) | — — | 5,1—5,3 — | 5,6—5,8 — | — — | — — | — — | — — | — — | — — |
| Верхняя юра (окс- форд-келловей) | — — | 6,0—6,2 — | 6,0—6,2 — | — — | — — | — — | — — | — — | — — |
| Кровля верхнего структурного яру- са фундамента | — — | 6,0—6,3 — | 5,6—6,5 — | 5,3—5,8 — | 5,0—5,5 — | 4,5—6,2 + | 5,0—6,0 — | — — | — — |
| Подошва верхне- го структурного яруса фундамента | 6,0—6,4 — | 6,2—6,6 — | 6,2—6,8 — | — — | 5,5—6,5 — | — — | 4,5—6,5 — | — — | 5,0—6,2 — |

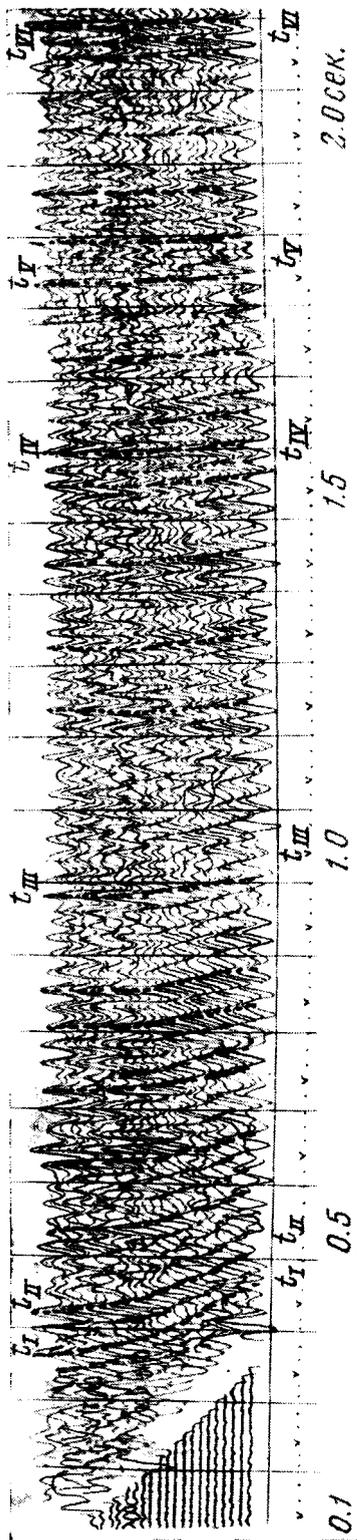


Рис. 20. Характерная запись отраженных волн от сейсмических горизонтов в платформенном чехле среднего течения р. Аму-Дарья (по материалам В. А. Теплицкого, 1960 г.)

t_I — поверхность отложений палеогена; t_{II} — поверхность отложений мела; t_{III} — вблизи поверхности нижнего мела; t_{IV} — вблизи поверхности юрских отложений; t_V — известняки келловей-оксфорда; t_{VI} — поверхность фундамента

1957; Димаков, 1959; Коган и Пасу-манский, 1959, и др.). Остальные четкие отражающие горизонты в платформенном чехле прослеживаются не повсеместно, а приурочены к определенным тектоническим зонам, где они хорошо опознаются и коррелируются. Так, в Восточной Туркмении в районах среднего течения Аму-Дарьи четкие отражающие горизонты выделяются внутри разреза верхнеюрских отложений. Первый из них условно связывается с соляно-ангидритовой толщей, причем там, где он приурочен к поверхности соли или ангидритов, он следится как опорный, а там, где соль отсутствует, он следится спорадически и теряет все признаки опорного отражения. Иногда этот отражающий горизонт отождествляется с отложениями карабильской свиты, т. е. залегает несколько выше соляно-ангидритовой толщи. Возможно, что такая стратификация сделана из-за некоторого недоучета средних скоростей при построении, но во всяком случае, это опорное отражение характеризует слой, обладающий повышенными упругими свойствами и залегающий вблизи поверхности отложений верхней юры (Теплицкий, 1961а).

Второе четкое опорное отражение, выделяемое в разрезе верхнеюрских отложений, отождествляется достаточно однозначно по скважинам, пробуренным на Фарабе, Дарганате и Наразыме, с верхней частью известняков келловей-оксфорда, которые имеют на юго-востоке Туранской плиты региональное распространение.

Все остальные отражающие горизонты не прослеживаются на сколько-нибудь большие расстояния и не могут быть однозначно стратифицированы. Иногда лишь большое число, преимущественно разрозненных отражающих площадок, путем построения условных сейсмических горизонтов удается объединить в сравнительно протяженные горизонты (рис. 21).

Стратиграфическая привязка опорных (и условных) отражающих сейсмических горизонтов в пределах всех площадей, где проводились исследования МОВ, сделана путем прямого сопоставления с разрезами

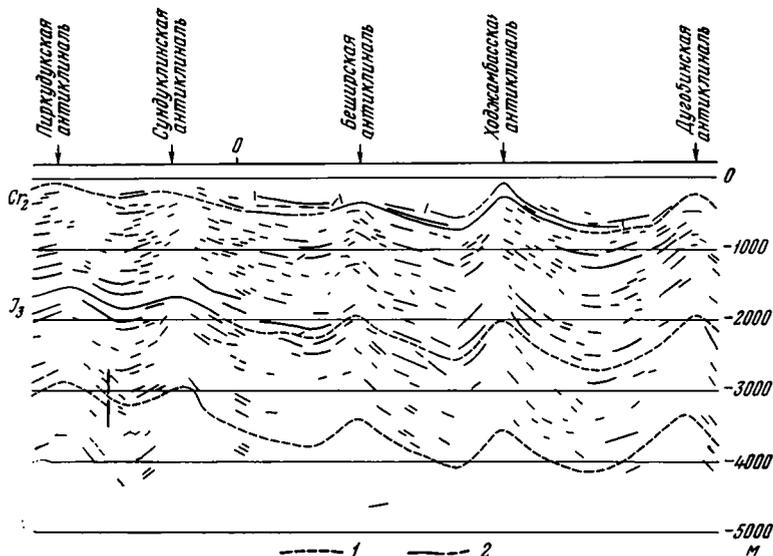


Рис. 21. Сейсмический разрез (МОВ) района Сундукулы в Восточной Туркмении (по В. А. Теплицкому, 1960 г.)

1 — отражающие площадки; 2 — условный сейсмический горизонт

скважин. При площадной съемке МОВ стратифицированные по скважинам разрезы увязаны в общем контуре со всеми профилями. При поисковых и региональных исследованиях МОВ профили в большинстве случаев проходят через глубокие скважины либо пересекаются со стратифицированными по скважинам профилями.

Наиболее точно и однозначно стратифицируются первые два опорных отражения, связываемые с кровлей отложений бухарского горизонта и верхнего мела. Эти горизонты вскрыты большим количеством поисковых, разведочных и структурных скважин. Слагающие этот интервал разреза породы сохраняют свою литолого-фациальную характеристику на громадных территориях и отчетливо выделяются.

III опорный отражающий горизонт, приуроченный к кровле верхнеюрских отложений (подошве неокома), также уверенно и однозначно стратифицируется почти на всех площадях. Однако он не везде строго совпадает с кровлей верхней юры. В ряде районов (например, на Южном Мангышлаке), где в низах неокома появляются плотные карбонатные породы, этот отражающий горизонт приурочен к низам неокома. Но это не имеет принципиального значения, так как мощность карбонатных пород неокома обычно незначительна и поправки находятся в пределах точности интерпретации данных сейсморазведки.

Преломляющие сейсмические горизонты в платформенном чехле Туранской плиты имеют большее распространение и по довольно характерным признакам прослеживаются на значительных площадях. Сопоставление данных о скоростях распространения сейсмических волн в покрывающей среде ($V_{пл}$) со значениями граничных скоростей (V_T) во всем разрезе платформенного чехла показывает, что V_T больше $V_{пл}$ примерно в 1,5 раза, т. е. среда характеризуется достаточно резкой скоростной дифференциацией, что в общем благоприятствует применению корреляционного метода преломленных волн (КМПВ) на территории Туранской плиты.

В меловых отложениях выделяются три преломляющих сейсмических горизонта, стратиграфически приуроченных к кровле турон-сенонских (иногда сеноманских) отложений, пород альба и неоком-апта. Первый из них характеризует поверхность верхнемеловых отложений, второй —

кровлю нижнемеловых, третий — проходит вблизи кровли нижнемеловых отложений. Граничные скорости вдоль преломляющих горизонтов, приуроченных к кровле отложений тулона и сенона, близки между собой и в зависимости от глубины залегания и состава отложений изменяются в широких пределах от 2,0—2,2 до 3,5—4,0 км/сек, достигая наивысших значений в районах, где соответствующие отложения представлены известняками, и уменьшаясь с появлением среди них песчаников. В областях очень глубокого залегания меловых отложений (Юго-Восточная Туркмения, Фергана) граничные скорости вдоль этих горизонтов могут достигать 5,5 и даже 6,0 км/сек.

Более стабильны значения скоростей в нижнемеловых отложениях. Граничная скорость вдоль поверхности пород альба изменяется от 3,0 до 3,5 км/сек; на некоторых участках в прогибах она достигает 4,2—4,5 км/сек. Для отложений неокома-апта характерна граничная скорость, равная 4,2—4,3 км/сек, но местами (Каракульский прогиб, р. Кашка-Дарья) она уменьшается до 3,4—3,5 км/сек.

Интервал регистрации «меловых» волн невелик (5—10—22 км) и зависит от глубины залегания горизонтов и мощности соответствующих отложений. В общем это сравнительно низкочастотные колебания (16—20 гц на низкочастотной аппаратуре), которые прослеживаются, как правило, в виде всего 1—2 фаз и постепенно затухают с расстоянием; интенсивность записи невысокая.

С юрскими отложениями связаны три маркирующих преломляющих горизонта, первый и второй из которых расположены близ кровли верхней юры (низы неокома и соляно-гипсовая толща киммеридж-титона), а третий — совпадает с карбонатной толщей келловей-оксфорда (граничные скорости соответственно равны: 3,7—4,5; 4,8—5,2 и 5,5—5,8 км/сек). В тех районах, где верхнеюрские образования отсутствуют, а средне- и нижнеюрские отложения представлены мощной терригенной толщей, к кровле последней приурочен преломляющий горизонт с $V_r = 4,0—4,6$ км/сек.

Первый горизонт хотя и спорадически, но прослеживается почти по всей территории Туранской плиты и характеризуется довольно устойчивой формой записи. Это очень интенсивная (в 7—8 раз интенсивнее всех регистрируемых с ней волн) трех-четырёхфазная волна, следящаяся в интервале от 2—4 до 20—40 км от пункта взрыва, в основном во вторых вступлениях (особенно в сводах поднятий), относительно низкочастотная — 13—16 гц (рис. 22). Волна быстро затухает, эффективный коэффициент затухания равен $1,8 \cdot 10^{-4} — 6,0 \cdot 10^{-4}$ 1/м. Граничные скорости изменяются в очень больших пределах: 3,7—4,2 км/сек на Центральном Устюрте и в Северной Туркмении, 4,2—4,5 км/сек в Бухаро-Хивинской области и Прикарабогазье, 4,5—5,0 км/сек в погруженных частях Устюрта и Юго-Восточной Туркмении и 5,0—5,5 км/сек в Предкопетдагском краевом прогибе и Ферганской впадине. Большой диапазон изменения граничных скоростей вдоль этого горизонта и колебания эффективного коэффициента затухания связаны, очевидно, с значительным уплотнением пород с глубиной, а также с изменением их фациального состава.

Второй горизонт выделяется в основном в глубоко погруженных зонах и уверенно стратифицируется в Восточной и Юго-Восточной Туркмении, где он отождествляется с соляно-гипсовой толщей гаурдакской свиты (Таль-Вирский, 1961б; Теплицкий, 1961а; Старобинец, 1964). В остальных районах он выделяется только по характерным кинематическим и динамическим признакам. В общем особенности записи этой волны сохраняются неизменными на больших площадях, однако изменения соотношения каменной соли, гипсов и ангидритов в разрезе свиты и характера их чередования с песчано-глинистыми породами приводят к изменениям некоторых из них. Эта волна регистрируется в интервале 5—20 км от пункта взрыва

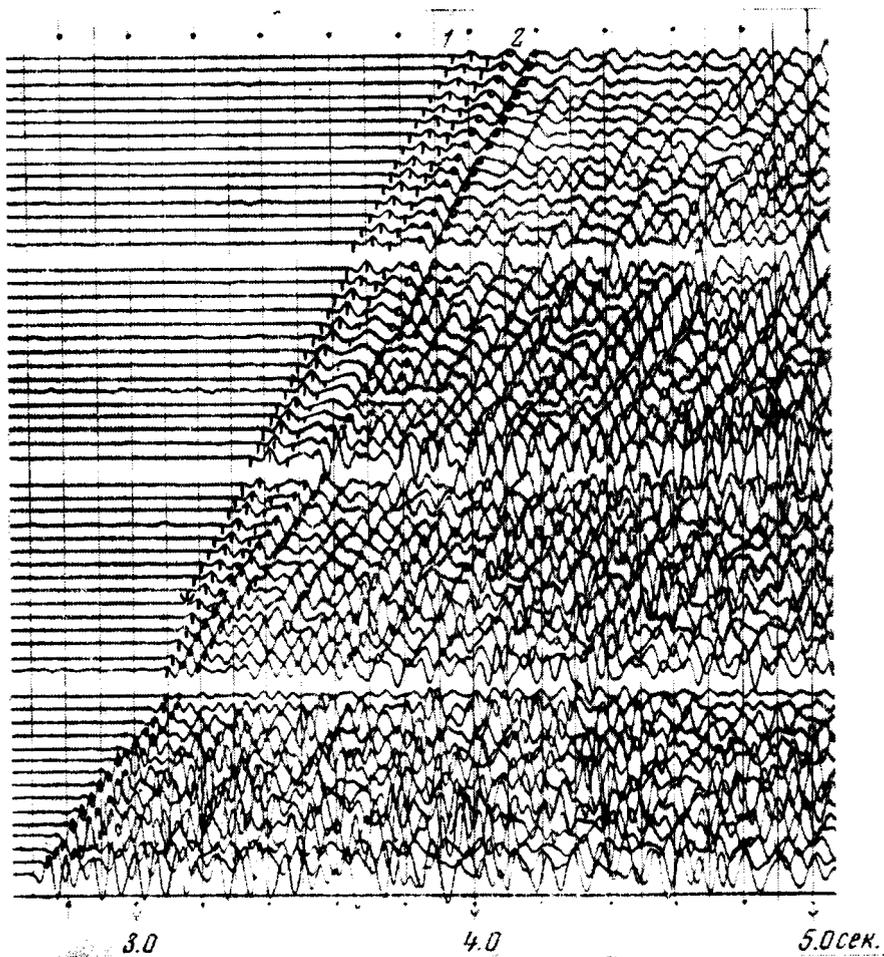


Рис. 22. Характерная запись преломленных сейсмических волн, соответствующих кровле верхнеюрских отложений (2) и «высокоскоростному» горизонту киммеридж-титона (1), района Ассакеауданского прогиба, Шахпахты (по В. Г. Белоусову, 1965 г.)

только во вторых вступлениях, многофазна, обладает высокой интенсивностью и слабо затухает с расстоянием. Видимые ее частоты (22—25 *гц* на низкочастотной аппаратуре) значительно больше частот всех волн, регистрируемых на одинаковых с ней расстояниях. Эффективный коэффициент затухания $2,0 \cdot 10^{-4}$ 1/м. Иногда запись интерференционная, тогда использование волн для построения становится затруднительным.

Граничные скорости вдоль этого горизонта очень высокие и изменяются в широких пределах. Наиболее характерные значения 4,8—5,2 *км/сек*. При глубине залегания горизонта больше 3 *км* отмечаются аномально высокие значения граничных скоростей — 5,6, 6,0 и даже 6,4 *км/сек* (Предкопетдагский прогиб, Ассакеауданский прогиб, Юго-Восточная Туркмения). На изменение скорости вдоль этого юрского горизонта, очевидно, существенное влияние оказывает изменение фациального состава отложений. Наивысшие значения скоростей, как правило, отмечаются там, где отложения киммеридж-титона представлены в основном плотными гипсово-ангидритовыми породами; меньшие скорости характерны для сводов поднятий, где преобладают терригенные породы.

Там, где осадки киммеридж-титона представлены маломощной пачкой ангидритов (Аму-Дарьинская ступень Бухаро-Хивинской зоны), головные

волны, возникающие на их поверхности, не отличимы от волн, связанных со следующим опорным горизонтом, — с карбонатными породами келловей-оксфорда (Таль-Вирский, 1961б). Волна, соответствующая этому опорному юрскому горизонту, по физическим характеристикам в общем тождественна предыдущей. В областях их совместного прослеживания она выделяется во вторых вступлениях с несколько увеличенными скоростями (в основном 5,0—5,6 км/сек). Причем повышенные их значения (5,5—6,0 км/сек) отмечаются чаще всего там, где и вышележащий юрский горизонт характеризуется большими граничными скоростями. На некоторых участках, даже при сравнительно неглубоком залегании горизонта (Центрально-Каракумский свод), вдоль поверхности карбонатных пород граничная скорость увеличивается до 5,6—5,8 км/сек, а на склонах Центрально-Каракумского свода она достигает 6,0—6,2 и даже 6,5 км/сек.

Необходимо отметить, что волны, связанные с карбонатными породами юры, выделить на сейсмограммах удается далеко не всегда. Они, как правило, регистрируются во вторых вступлениях, интервал их регистрации сравнительно невелик (всего 10—12 км) и совпадает с вступлением более интенсивных волн от поверхности фундамента. Там, где мощность карбонатных юрских отложений меньше 400 м, в силу неблагоприятного соотношения интенсивностей на фоне волны от фундамента их выделить вообще не удается.

Как видно из изложенного выше, выделение и стратификация преломляющих сейсмических горизонтов, приуроченных (или близких) к кровле верхнемеловых, нижнемеловых и верхнеюрских отложений, не вызывает больших трудностей вследствие их определенной и сравнительно однозначной сейсмической характеристики и густоты сейсмических наблюдений, в достаточной мере проконтролированных глубоким бурением.

Для построения структурных карт поверхности меловых и юрских отложений использовались сейсмические разрезы МОВ и КМПВ по совпадающим или близким к ним сейсмическим горизонтам. В последнем случае разрезы предварительно приводились к соответствующим уровням.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ГОРИЗОНТЫ, СООТВЕТСТВУЮЩИЕ ПОВЕРХНОСТИ И ПОДОШВЕ ВЕРХНЕГО СТРУКТУРНОГО ЯРУСА ФУНДАМЕНТА

Изучение фундамента методом отраженных волн в большинстве районов Туранской плиты является очень сложной задачей. С породами фундамента, характеризующимися значительной дислоцированностью, связаны разрозненные, разноориентированные отражающие площадки, слабо или совсем не группирующиеся в сколько-нибудь протяженные горизонты. Сложность изучения этого комплекса методом отраженных волн усугубляется еще и тем, что сейсмограммы на временах за нижним устойчивым отражающим горизонтом осадочного чехла обычно сильно «засорены» кратными отражениями. Тем не менее на некоторых участках Южно-Эмбенского моноклинала, Восточной Туркмении и Приташкентского района удается зарегистрировать довольно четкие отраженные волны от поверхности верхнего структурного яруса фундамента. Характер прослеживания этого опорного отражения указывает на резкое отличие толщ пород, к которым оно относится, от вышележащих. Здесь наблюдаются тектонические нарушения, не прослеживающиеся в вышележащих слоях, резкие угловые несогласия с вышележащими слоями и т. д. Опорное отражение имеет 3—4 фазы с наиболее интенсивными средними фазами, причем в ряде случаев следятся только они. Прослеживается оно менее устойчиво, чем все опорные отражения от вышележащих горизонтов. Неустойчивость записи проявляется в различной интенсивности фаз волны на близких расстояниях, резком затухании одних фаз и появлением других.

Это отражение не регистрируется в сводах отдельных поднятий. Наоборот, во впадинах и в прогибах оно прослеживается сравнительно устойчиво и на значительных расстояниях сохраняет свои амплитудные и динамические признаки.

Там, где в разрезе отсутствуют юрские и верхнепалеозойско-триасовые отложения (Бухаро-Хивинская область), четкие отраженные волны зарегистрированы и от поверхности доверхнепалеозойских пород фундамента (Таль-Вирский, 19616). Эти отражения обладают высокой интенсивностью и корреляционно прослеживаются на большие расстояния.

Наиболее уверенно поверхность и подошва верхнего структурного яруса фундамента могут быть изучены корреляционным методом преломленных волн. В большинстве рассматриваемых районов Туранской плиты однозначное выделение поверхности фундамента обеспечивается резким различием физических свойств пород платформенного чехла и фундамента (табл. 2). В первую очередь это участки, где отложения платформенного

Т а б л и ц а 2

Сейсмическая характеристика основных преломляющих сейсмических горизонтов

| Основные преломляющие сейсмические горизонты | Граничная скорость (среднее значение), км/сек | Частота колебаний, гц | Эффективный коэффициент затухания, 1/м |
|---|---|-----------------------|--|
| Надмеловые горизонты . . . | 1,5—3,0 | 25—30 | — |
| Кровля верхнемеловых отложений (турон-сенон) | 2,0—3,5 | 20—25 | $1,1—2,3 \cdot 10^{-3}$ |
| Кровля нижнемеловых отложений (альб) | 3,0—4,2 | 20—25 | $3,1—3,6 \cdot 10^{-3}$ |
| Кровля нижнемеловых отложений (неоком-апт) | 4,2—4,3 | 18—20 | $1,0—1,5 \cdot 10^{-3}$ |
| Кровля верхнеюрских отложений (подошва неокома) | 3,7—4,5 | 14—18 | $1,8—6,0 \cdot 10^{-4}$ |
| Соляно-гипсовые отложения верхней юры (киммеридж-титон) | 4,8—5,2 | 20—25 | $2,0—6,0 \cdot 10^{-4}$ |
| Карбонатные отложения верхней юры (келловей-оксфорд) | 5,5—5,8 | 20—25 | — |
| Поверхность верхнего структурного яруса фундамента | 5,4—6,0 | 14—20 | $1,0—3,0 \cdot 10^{-4}$ |
| Подошва верхнего структурного яруса фундамента (поверхность консолидированной коры) | 5,8—6,2 | 12—16 | $0,5—2,0 \cdot 10^{-5}$ |

чехла на сравнительно небольших глубинах (до 2—3 км) непосредственно залегают на доверхнепалеозойских породах в пределах герцинид и на додевонских породах в пределах каледонид (рис. 23). Однако на значительной части Туранской плиты прослеживание поверхности фундамента затруднено из-за сложности разделения сейсмических волн, связанных с высокоскоростными горизонтами соляно-гипсовых и карбонатных отложений верхней юры, а также с кровлей и подошвой верхнего структурного яруса фундамента. Особенно это относится к разделению волн от обеих границ фундамента и от горизонтов внутри него. Значения скоростей распространения волн вдоль этих поверхностей, в областях их совместного прослеживания, отличаются незначительно ($V_1 / V_2 = 0,80—0,90$), т. е. эти границы раздела не могут дать четкой смены волн, особенно при применявшейся методике региональных исследований. Малые различия во времени прихода (в зонах выклинивания верхнего структурного яруса)

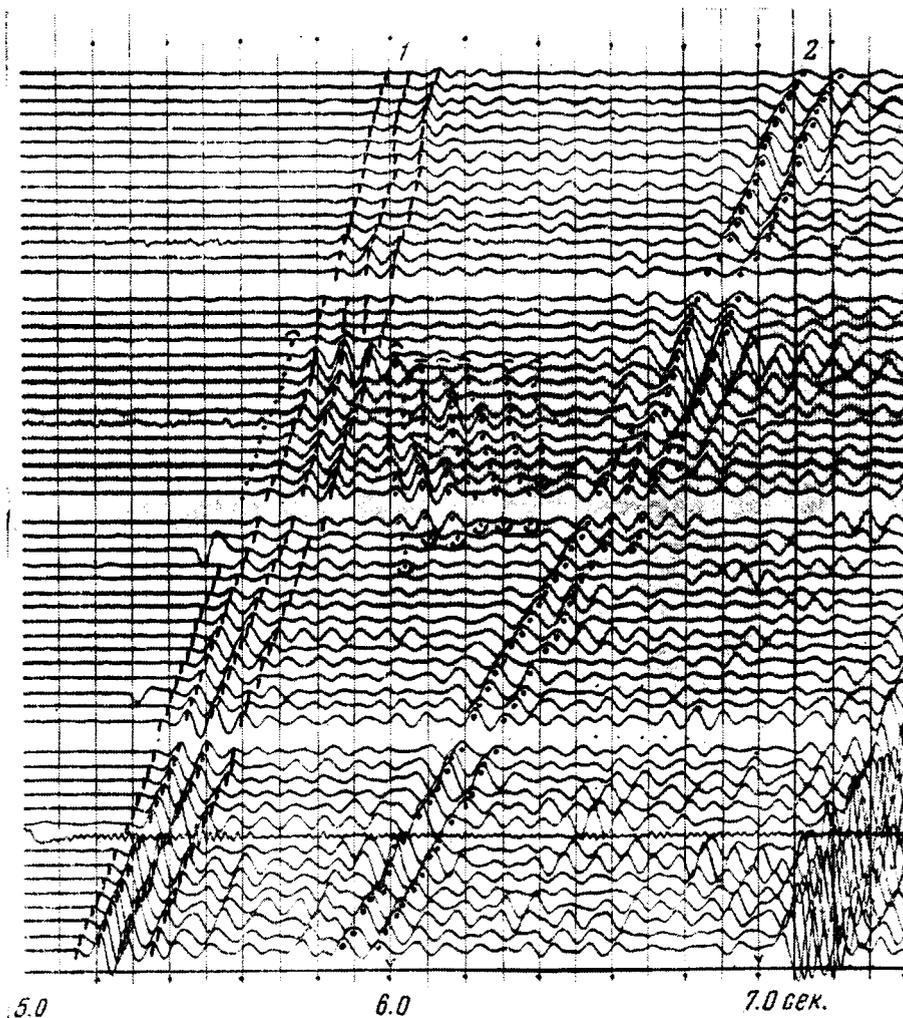


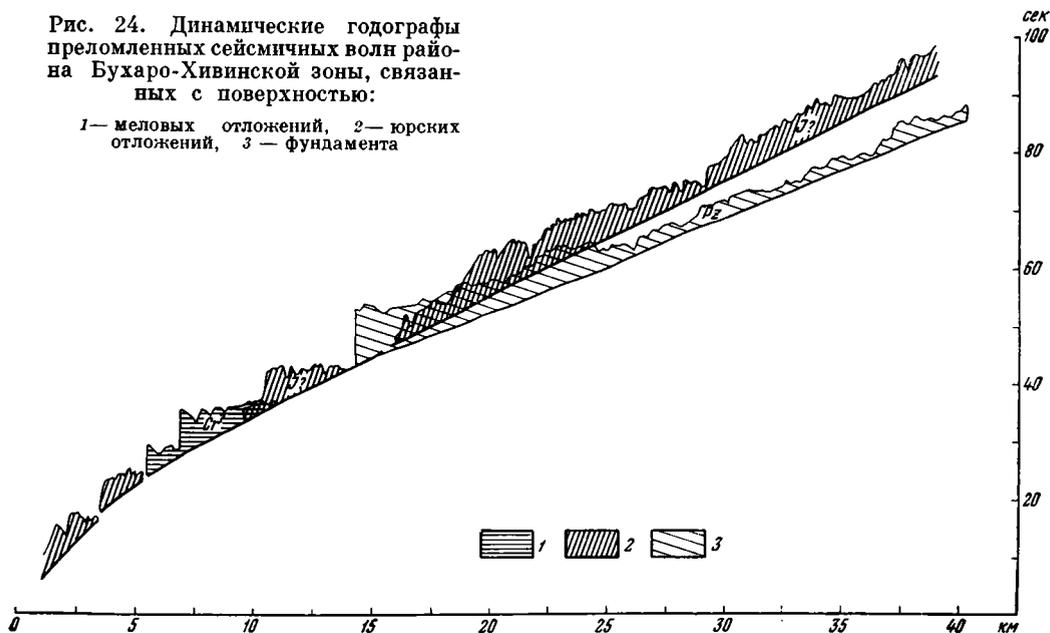
Рис. 23. Характерная запись преломленных сейсмических волн, соответствующих подошве верхнего структурного яруса фундамента (1) и кровле верхнеюрских отложений (2), район Ассакеауданского прогиба, Хоскудук (по материалам В. Г. Белоусова, 1965 г.)

и близкие значения кажущихся скоростей приводят к наличию протяженных зон интерференции. Смена волн происходит незаметно; начало зоны интерференции и ее конец можно отметить лишь по незначительному осложнению формы записи вблизи первых вступлений. Здесь вполне возможны переходы с волны на волну. В таких условиях разделение волн возможно только в результате детального анализа особенностей их записи и сопоставления динамических характеристик (рис. 24).

Отложения верхнего палеозоя-триаса, составляющие верхний структурный ярус фундамента в пределах герцинид, широко распространены на территории Туранской плиты. Они существенно отличаются от вышележащих отложений платформенного чехла значительной уплотненностью и иногда интенсивной дислоцированностью. Разнообразие петрографического и фациального состава, различная степень дислоцированности и метаморфизма, резкие изменения глубин залегания и мощностей верхнепалеозойско-триасовых отложений обусловили образование очень слож-

Рис. 24. Динамические годографы преломленных сейсмических волн района Бухаро-Хивинской зоны, связанных с поверхностью:

1— меловых отложений, 2— юрских отложений, 3 — фундамента



ного сейсмического поля, изменчивого в пределах даже небольших участков исследований.

Начало регистрации, выход в первые вступления, интервал регистрации в первых и в последующих вступлениях волн от поверхности отложений верхнего палеозоя-триаса очень различны. Как правило, достаточно уверенно эти волны выделяются в первых вступлениях, в последующих же вступлениях они искажаются интерференцией с волнами от юрских горизонтов и поэтому выделяются весьма условно. При сравнительно небольших глубинах залегания поверхности пород верхнего палеозоя-триаса (Устюрт, Бухаро-Хивинская область) связанные с ними волны выходят в первые вступления на расстоянии 8—10 км от пункта взрыва. При значительном погружении (Ассакеауданский и Предкопетдагский прогибы, Юго-Восточная Туркмения) их регистрация в первых вступлениях начинается на расстоянии 25—30 км. Интервал регистрации «верхнепалеозойско-триасовых» волн также различный и в глубоко погруженных зонах может достигать 40—60 км. Запись их в общем сложная, искаженная интерференционными явлениями, локальными разрастаниями или, наоборот, уменьшениями амплитуд, иногда с резким затуханием и т. д.

В основном это многофазные (4—6 фаз) колебания. С удалением от пункта взрыва число фаз уменьшается до одной-двух как за счет затухания первых фаз, так и за счет интерференции с волнами от подошвы верхнего структурного яруса фундамента. Тем не менее на участках значительного погружения и большой мощности отложений верхнего палеозоя-триаса удается выделить довольно протяженные фазы колебаний, иногда протяженностью до нескольких десятков километров (Б. С. Вольвовский, И. С. Вольвовский и Ипугин, 1961). Интенсивность «верхнепалеозойско-триасовых» волн очень различная и резко изменяется от участка к участку. В начале прослеживания она довольно высокая и в общем соизмерима с волнами от доверхнепалеозойской поверхности, но с увеличением расстояния (40—50 км от пункта взрыва), в связи с гораздо большим затуханием, она становится в 3—5 раз слабее. Эффективный коэффициент затухания «верхнепалеозойско-триасовых» волн $1,0-3,0 \cdot 10^{-4}$ 1/м, видимые частоты 12—16—20 ц/с. Значения граничных скоростей изменяются в очень широких пределах — от 4,3 до 6,6 км/сек.

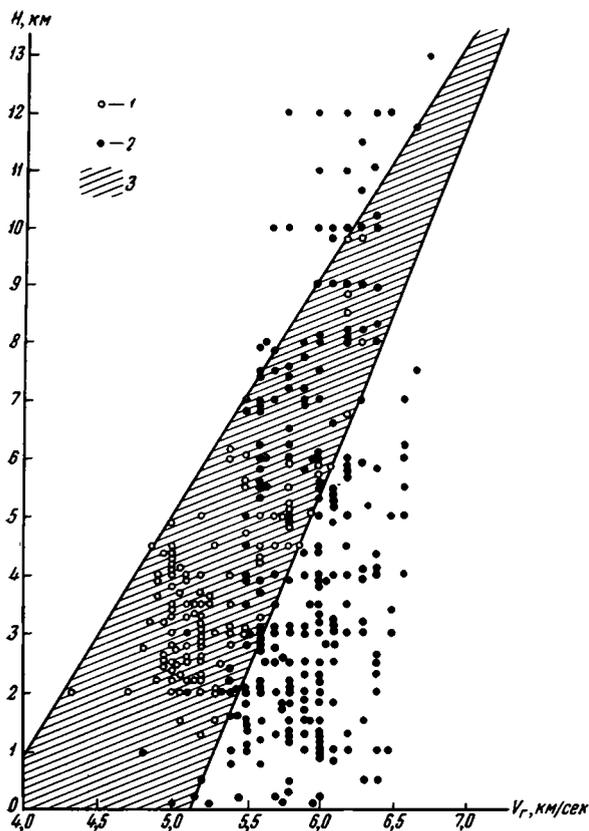


Рис. 25. График изменения значений граничных скоростей волн, связанных с кровлей и подошвой верхнего структурного яруса фундамента Туранской плиты в зависимости от глубины их залегания.

Значения V_r : 1 — вдоль кровли верхнего структурного яруса фундамента, 2 — вдоль его подошвы; 3 — область графика, показывающая характер изменения V_r вдоль кровли верхнего структурного яруса фундамента

4,3 км/сек на глубинах 2—2,5 км до 5,0—5,4 км/сек на глубине около 4 км, т. е. здесь основные признаки и характер сейсмической записи ничем не отличаются от записи волн, приуроченных к отложениям платформенного чехла.

Преломленные волны, связанные с подошвой верхнего структурного яруса фундамента (поверхностью консолидированной коры), характеризуются особой динамической выразительностью. При наличии в разрезе соленосных или карбонатных верхнеюрских отложений и в какой-то мере пород верхнего палеозоя-триаса прослеживание преломленных волн от подошвы верхнего структурного яруса фундамента затруднено. Это в значительной степени объясняется эффектом экранирования сейсмической энергии жесткими карбонатными и гидрокхимическими осадками. И все же волны, связанные с подошвой верхнего структурного яруса фундамента, как правило, являются самыми интенсивными из всех регистрируемых. Они обладают малым коэффициентом затухания — $0,5—2,0 \cdot 10^{-5}$ 1/м, что позволяет прослеживать их с почти неизменной амплитудой на значительных расстояниях. Начало регистрации «палеозойских» волн в последующих вступлениях очень типично. Вступают они многофазной интенсивной группой с характерным криволинейным годографом — «заходом» на расстоя-

В основном эти изменения зависят от глубины залегания горизонта. Средний градиент увеличения скорости $0,20—0,25$ км/сек на один километр глубины (рис. 25). Однако и в пределах одной глубины граничные скорости имеют различные значения, причем чем глубже залегает горизонт, тем эти изменения меньше. Так, на глубине 2 км значения граничных скоростей изменяются на 1,1 км/сек, на глубине 10 км — всего на 0,4 км/сек. Таким образом, характер изменения граничных скоростей показывает, что увеличение скоростей в основном связано с уплотнением пород верхнего палеозоя-триаса по мере увеличения глубины их залегания.

На севере Устюрта запись «верхнепалеозойско-триасовых» волн, напротив, сравнительно простая, немногofазная, слабиnтенсивная, значительно более высокочастотная (20—25 гц), эффективный коэффициент затухания $3,0 \cdot 10^{-4}$ 1/м. Граничная скорость резко увеличивается с глубиной от

ниях от нескольких до 20—40 км от пункта взрыва, в зависимости от глубины залегания соответствующей им поверхности и особенностей записи предыдущих интерферирующих с ними волн (см. рис. 23).

Интервал регистрации «палеозойских» волн в первых вступлениях весьма разнообразен и может достигать 50—80 и даже 100 км при максимальной полученной длине годографа 130 км (Предкопетдагский краевой прогиб). На этих расстояниях они практически затухают и в первые вступления выходят волны, соответствующие более глубоким границам раздела в земной коре (Б. С. Вольвовский и И. С. Вольвовский, 1962). Запись этих волн сравнительно высокочастотна — 12—16 гц (с увеличением расстояния от пункта взрыва и увеличением мощности осадков частоты несколько понижаются) и носит сложный характер (частые заходы, петли, резкое аномальное затухание, смещение фаз во времени и т. д.). Аномальные изменения сейсмической записи отмечаются с сохранением всех ее особенностей на одних и тех же пунктах наблюдений по нагоняющим годографам, что вполне однозначно указывает на физическое изменение одной и той же границы, к которой приурочены сменяемые волны. Такая запись характерна только для поверхности доверхнепалеозойских пород и может быть обусловлена либо изменением их петрографического состава, либо резким изменением угла наклона сейсмической границы. Выделяется до 6—8 фаз, причем каждая последующая фаза, как правило, интенсивнее предыдущей, что обуславливает ступенчатый вид годографа (рис. 26).

С уменьшением мощности покрывающих осадков число фаз уменьшается и, например, на Центрально-Каракумском своде не превышает 3—4. Фазы протяженные, длина интервала непрерывной корреляции достигает нескольких десятков километров. В центре Ферганской впадины запись «палеозойских» волн сравнительно простая — протяженные немногofазные колебания, по интенсивности соизмеримые с записью волн, приуроченных к платформенному чехлу. К бортам впадины запись усложняется. Здесь, как и в остальных рассмотренных районах, отмечаются искривления осей синфазности, их смещение во времени, резкие колебания интенсивности записи и т. д. Видимые частоты колебаний и здесь существенно уменьшаются с увеличением длины годографа от 20 до 10 гц, однако при взрывах в наиболее погруженной части впадины, а также при наблюдениях на ее бортах такая закономерность изменения видимых частот несколько нарушается в сторону их увеличения, несмотря на удаление наблюдений от пункта взрыва.

Для волн, связанных с подошвой верхнего структурного яруса фундамента, в общем характерны высокие значения граничных скоростей (5,8—6,2 км/сек). Здесь отмечается наибольший разброс значений (от 4,8—5,0 до 6,5—6,8 км/сек и даже 7,0—7,2 км/сек). Определенной закономерности в изменении скоростей установить не удается. Скорость с глубиной почти не увеличивается и только для наиболее легких пород (гранитов, гранито-гнейсов) наблюдается ее повышение с увеличением глубины их залегания. Правда, и здесь можно говорить лишь об очень небольшом градиенте скорости (0,02—0,05 км/сек на 1 км глубины; рис. 25). Большой разброс значений граничных скоростей отмечается в Бухаро-Хивинской области. Здесь в интервале глубин почти от 0 до 2 км V_T изменяется от 5,0 до 6,4 км/сек, причем в районах Кульджуктау и Султан-Уиздага, где породы палеозоя залегают почти на поверхности, она равна 6,0 км/сек, а на глубине около 2 км — 5,5 км/сек.

В пределах Центрально-Каракумского свода граничные скорости изменяются от 5,4 км/сек (и даже 5,0 км/сек) до 6,5 км/сек. Здесь также наиболее возвышенным участкам рельефа поверхности палеозоя соответствуют большие скорости, а пониженным — меньшие. Такая закономерность в изменении скоростей наблюдается и на территории Голодной Степи и Северных Кызылкумов: скорости здесь изменяются от 4,5 до

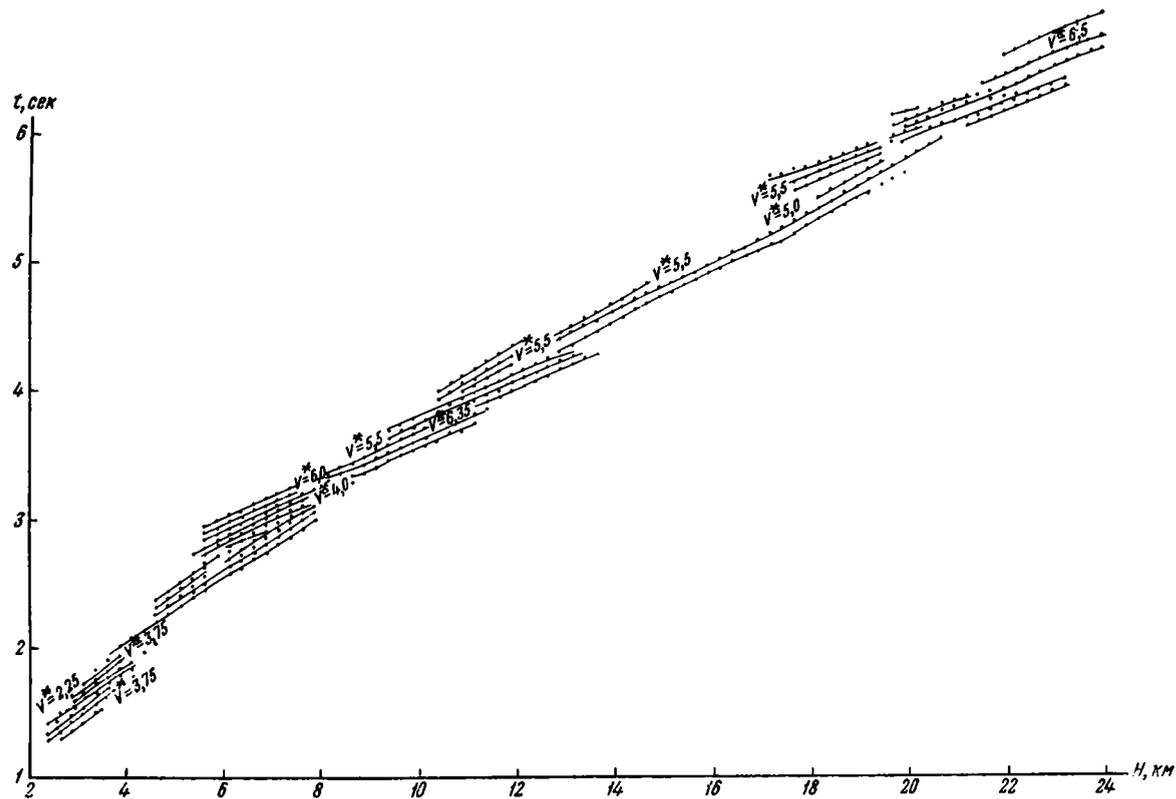


Рис. 26. Типичные годографы преломленных сейсмических волн, соответствующих подошве верхнего структурного яруса фундамента района Бадхыза

6,5 км/сек, причем зоны их пониженных значений также приурочены к погруженным участкам. Этот факт, очевидно, объясняется тем, что в зонах поднятий поверхности отложений палеозоя развиты более метаморфизованные породы, для которых характерны более высокие значения скоростей. В зонах же прогибов, наоборот, фундамент представлен более молодыми и, следовательно, менее метаморфизованными породами, обладающими меньшими граничными скоростями (Мелькановицкий, Костромина, 1961).

Сравнительно небольшие значения скоростей отмечаются на Устурте. Здесь граничные скорости больше 6,0 км/сек встречаются редко. В основном же преобладают скорости 5,6—6,0 км/сек. При изменении глубины залегания горизонта от 1—2 до 5—7 км скорость вдоль него практически не изменяется.

В зонах значительного погружения подошвы верхнего структурного яруса фундамента (Южно-Мангышлакский и Ассакеауданский прогибы) граничные скорости достаточно высокие (5,5—6,0—6,2 км/сек) и в общем выдержанные. Наибольший разброс значений скоростей отмечается в приподнятых зонах восточной части Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей (Шорджинская мегантиклиналь и др.): 5,4—5,5 км/сек, 6,0 км/сек, 6,3—6,4 км/сек. В Юго-Восточной Туркмении и в Предкопетдагском прогибе отмечаются аномально высокие скорости (6,5—6,8 км/сек; В. З. Рябой, 1965 г.).

Прямое сопоставление сейсмических материалов, характеризующих строение фундамента, с данными бурения сделано по немногочисленным скважинам. Все скважины, вскрывшие фундамент, расположены на поднятиях. В погруженных зонах стратификация разрезов произведена путем корреляционного прослеживания сейсмических горизонтов или от разрезов скважин, или от уже стратифицированных сейсмических разрезов по взаимно пересекающимся профилям, или путем анализа особенностей сейсмической записи, основные характеристики которой рассмотрены выше.

КРИТЕРИИ РАЗДЕЛЕНИЯ ВЫСОКОСКОРОСТНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

Основные трудности при отождествлении и стратификации сейсмических горизонтов возникают при разделении сейсмических волн, связанных с высокоскоростными юрскими горизонтами, а также кровлей и подошвой верхнего структурного яруса фундамента. Однако совместный анализ приведенных сейсмических параметров или даже некоторых из них позволяет отождествить одноименные сейсмические волны в общем достаточно однозначно.

Для разделения «юрских» волн и волн, связанных с поверхностью фундамента, на участках, где они характеризуются очень близкими значениями скоростей, большое значение имеет анализ эффективного поглощения волн. В породах верхнего структурного яруса фундамента коэффициент эффективного поглощения в 2 раза, а в породах нижнего яруса — в 10 раз и более меньше, чем в отложениях юры. Кроме того, подошва верхнего структурного яруса фундамента отличается от вышележащих высокоскоростных горизонтов и существенно иным характером изменения граничных скоростей вдоль ее поверхности. Для «верхнепалеозойско-триасовых» волн законы, управляющие изменением граничных скоростей, в общем те же, что и для волн, распространяющихся в платформенном чехле, а именно: чем больше глубина залегания границы, тем выше характеризующая ее скорость. Изменение скорости вдоль подошвы верхнего структурного яруса фундамента в основном зависит от изменения петрографического состава пород и в очень незначительной степени от глубины их залегания. Так, на глубинах залегания обеих поверхностей до 5 км

преобладающие значения граничных скоростей вдоль «верхнепалеозойско-триасовой» поверхности равны 4,9—5,2 км/сек, вдоль доверхнепалеозойской поверхности 5,5—6,2 км/сек. Для первой границы в фундаменте преобладающие значения изменяются на 0,3 км/сек, для второй — на 0,7 км/сек, т. е. вдоль второй границы наблюдается значительно больший разброс значений граничных скоростей. На глубинах 5—8 км преобладающие граничные скорости вдоль верхней границы равны 5,4—6,1 км/сек, для нижней границы 5,6—6,6 км/сек, т. е. изменяются соответственно на 0,7 и 1,0 км/сек. Как видно из графика (см. рис. 25), в этом интервале глубин залегания границ фундамента граничные скорости распространения волн вдоль них почти одинаковые. Далее с глубиной скорости волн от поверхности верхнего палеозоя-триаса продолжают возрастать и на глубине 10 км достигают 6,6 км/сек. Преобладающие же скорости волн от подошвы верхнего структурного яруса фундамента на этих (и даже больших) глубинах практически имеют те же значения (6,0—6,6 км/сек).

Таким образом, на глубинах больше 5 км критерием разделения волн от обеих границ в фундаменте является не изменение абсолютных значений граничных скоростей распространения волн вдоль них, а градиент их изменения с глубиной, который, как мы уже указывали, соответственно равен 0,20—0,25 и 0,02—0,05 км/сек на километр (разница почти в 10 раз).

Рассмотрение всех особенностей сейсмической записи позволяет достаточно надежно и однозначно отождествлять одноименные волны на отдельных профилях наблюдений и даже на разрозненных площадях и проводить межрайонную корреляцию сейсмических разрезов. При геологической же интерпретации, когда приходится использовать уже готовые сейсмические разрезы и нет возможности проводить анализ сейсмической записи, для отождествления и стратификации сейсмических горизонтов обычно оказывается достаточным проанализировать значения и, главное, характер изменения граничных скоростей распространения волн.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ГОРИЗОНТЫ В КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЕ И В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ

В консолидированной коре и в верхней мантии Земли также выделяется ряд опорных регионально прослеживаемых сейсмических горизонтов, определенная характеристика которых позволяет отождествлять и стратифицировать их на отдельных очень редких профилях. В консолидированной коре, кроме ее поверхности (на Туранской плите — подошва верхнего структурного яруса фундамента), выделяются: граница Г — горизонт в верхней части «гранитного» слоя, граница К — поверхность Конрада (поверхность «базальтового» слоя), граница М — поверхность подкорового слоя (поверхность Мохоровичича) и границы $M_{1,2,3,4}$ — четкие сейсмические границы в верхней мантии Земли. Все они выделены по материалам ГСЗ — глубинного сейсмического зондирования (Годин, Б. С. Вольвовский и И. С. Вольвовский, 1960а, б; Годин, И. С. Вольвовский и Фоменко, 1961; Годин и др., 1961; Б. С. Вольвовский и И. С. Вольвовский, 1962; Белоусов и др., 1962; Алексеев, И. С. Вольвовский и др., 1963, 1964) и «стратифицированы» в результате сопоставления с сейсмологическими данными и исследованиями ГСЗ в других районах Советского Союза (Косминская, 1957; Гамбурцев, 1954, и др.).

Волны P_1^0 , соответствующие границе Г, регистрируются обычно в интервале от 30—50 до 120—150 км от пункта взрыва. Начиная со 100—110 км они выходят в первые вступления. Значения их кажущихся скоростей в среднем равны 6,5—7,2 км/сек. Граничные скорости изменяются от 6,5—6,8 км/сек в Бухаро-Хивинской зоне и Северо-Западной Туркмении до 6,9—7,1 км/сек в Юго-Восточной Туркмении и в Предкопетдагском краевом прогибе. Интенсивность записи волн P_1^0 довольно высокая,

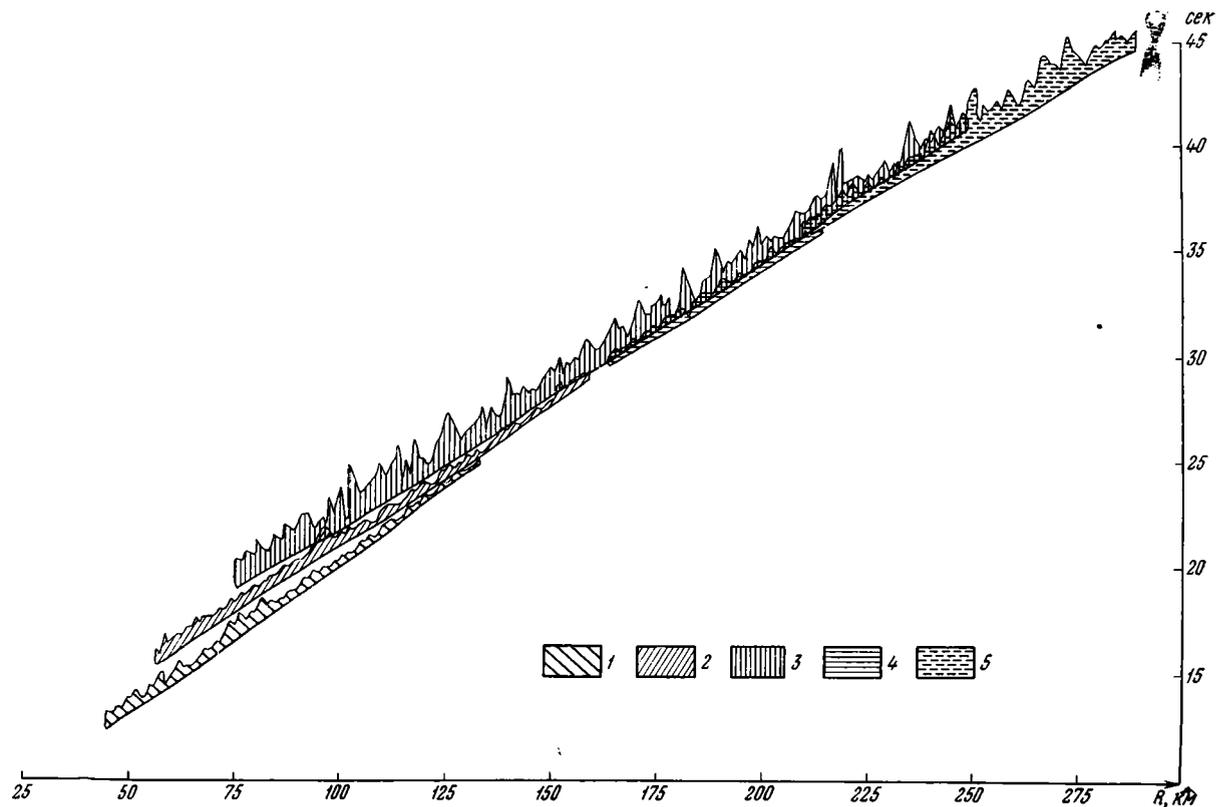


Рис. 27. Динамические годографы глубинных сейсмических волн района Бухаро-Хивинской зоны, связанных с поверхностью:

1 — фундамента, 2 — «базальтового» слоя, 3,4 — подкорового слоя (поверхностью Мохоровичича), 5 — в подкоровом слое

однако с увеличением эпицентрального расстояния она быстро уменьшается, и в 120—150 км от пункта взрыва волны P_1^0 практически затухают (рис. 27). Основные характеристики волн, соответствующих границам раздела в земной коре, приведены в табл. 3.

Таблица 3

Сейсмические характеристики глубинных волн

| Сейсмические горизонты | Индекс волн (группы волн) | Область регистрации пункта взрыва, км | V^X , км/сек | V_T , км/сек | Видимые частоты, гц | Эффективный коэффициент затухания, 1/м |
|--|---------------------------|---------------------------------------|----------------|----------------|---------------------|--|
| Поверхность консолидированной коры («гранитного» слоя) | P^0 | 10—130 | 6,0—6,7 | 5,8—6,2 | 16—12 | $0,5—2,0 \cdot 10^{-5}$ |
| В верхней части «гранитного» слоя* | P_1^0 | 30—150 | 6,5—7,2 | 6,5—6,8 | 16—12 | $7,0—10,0 \cdot 10^{-5}$ |
| Поверхность Конрада | P^X | 50—170 | 6,3—7,7 | 6,8—7,5 | 15—12 | $3,0—4,0 \cdot 10^{-5}$ |
| Поверхность подкорового слоя | $P_{пр}^M$ | 150—240 | 7,5—8,5 | 8,1—8,3 | 14—11 | $4,0—6,0 \cdot 10^{-5}$ |
| | $P_{отр}^M$ | 40—300 | 15,0—6,8 | — | 12—9 | — |
| В верхней мантии Земли** | $P_{1пр}^M$ | 180—310 | 8,3—8,5 | — | 12—10 | $2,5—3,5 \cdot 10^{-5}$ |
| То же | $P_{2пр}^M$ | 310—360 | 8,7—8,9 | — | 13—10 | $4,0—4,5 \cdot 10^{-5}$ |
| | $P_{2отр}^M$ | 210—430 | 8,5—9,5 | — | 13—8 | — |
| » | $P_{3пр}^M$ | 270—480 | 8,5—9,2 | — | 12—10 | $2,0 \cdot 10^{-5}$ |
| » | $P_{4пр}^M$ | 470—615 | 9,0—9,5 | — | 12—10 | $2,8 \cdot 10^{-5}$ |
| | $P_{4отр}^M$ | 360—615 | 9,0—11,0 | — | 11—8 | — |

* Средненные данные по профилям ГСЗ, проведенным в рассматриваемых районах Туранской плиты (Вольвовский, 1963).

** Данные по профилю ГСЗ Копет-Даг — Аральское море (В. З. Рябой, 1965 г.).

Волны P^X , соответствующие границе К, являются сложным волновым образованием, состоящим из головной волны, образовавшейся на поверхности «базальтового» слоя (в 70—120 км от пункта взрыва), и критической отраженной волны от поверхности «гранитного» или «базальтового» слоев (в 120—160 км от пункта взрыва). Эти волны выделяются на расстоянии от 70—80 до 150—160 км от пункта взрыва, а в интервале от 120—130 до 150—160 км они регистрируются в первых вступлениях. Интенсивность их в общем высокая. Кажущиеся скорости волн P^X убывают с удалением от пункта взрыва от 7,5—7,7 до 6,7—6,9 км/сек. Волны P^X , регистрирующиеся в начале интервала своего прослеживания и отнесенные к головным, имеют средние значения $V_T = 7,4—7,6$ км/сек. (см. табл. 3). Сложная природа волн P^X обуславливает неоднозначность их интерпретации в различных районах и заставляет критически относиться к производным построениям поверхности К (Алексеев, И. С. Вольвовский и др., 1963, 1964). Даже после тщательного анализа и выделения головных волн, соответствующих поверхности «базальтов», построить границу по ним оказывается очень трудно ввиду недостаточности систем наблюдений, как правило, не рассчитанных на 30—50-километровые «кусочки» годографов.

С границей М связаны группы очень выразительных и наиболее динамически охарактеризованных волн — почти полный годограф отраженных волн ($P_{отр}^M$), прослеживающихся практически от пункта взрыва и далеко за критическую точку, на расстояние 250—300 км и дальше,

и преломленных (головных) волн ($P_{пр}^M$), которые выделяются только в первых вступлениях с расстояния 150—170 км от пункта взрыва.

Кажущиеся скорости волн $P_{отр}^M$ изменяются от почти бесконечных значений около пункта взрыва до 9,5—15,0 км/сек на расстоянии около 100 км и 6,8—7,0 км/сек на конце годографа. Кажущиеся скорости волн $P_{пр}^M$ сравнительно выдержаны 7,5—8,5 км/сек, граничные скорости изменяются еще меньше и почти повсеместно равны 8,1—8,3 км/сек. Видимые частоты волн P^M 11—14 гц, однако у волн $P_{отр}^M$ они, как правило, на 2—4 гц ниже. Волны в основном многофазные; интервалы непрерывной фазовой корреляции весьма протяженные. Интенсивность волн P^M очень высокая, но не одинаковая. Волны $P_{отр}^M$ доминируют на записи, причем их амплитуды в несколько раз выше амплитуд всех совместно прослеживаемых волн (рис. 28). Отношение амплитуд волн $P_{отр}^M$ и $P_{пр}^M$ иногда может достигать 10—15, в общем же оно равно 2—8. Волны $P_{отр}^M$ практически не затухают на всем прослеживаемом интервале, волны $P_{пр}^M$ затухают довольно быстро и на расстоянии больше 200—220 км от пункта взрыва выделить их практически уже не удается.

Волны $P_{1, 2, 3, 4}^M$, соответствующие горизонтам в верхней мантии Земли (отраженные и преломленные), выделяются с расстояния 180—190 км от пункта взрыва и прослеживаются до конца годографа (В. З. Рябой, 1965 г.). В первые вступления волны $P_{1, 2, 3, 4}^M$ выходят соответственно на расстояниях 220—230, 310—320, 430 и 480 км от пункта взрыва, в результате затухания каждой предыдущей волны и разницы в кажущихся скоростях, т. е. интервал прослеживания каждой «мантйной» волны в первых вступлениях около 100 км. Регистрируются они в виде многофазных колебаний (иногда 10—12), сравнительно малоинтенсивных и быстро затухающих ($\alpha = 2,5—4,0 \cdot 10^{-5}$ 1/м). Видимые частоты 10—12 гц практически не изменяются с удалением от пункта взрыва. Кажущиеся скорости более глубоких волн больше и для каждой выделенной волны соответственно равны 8,3—8,5 км/сек, 8,7—8,9 км/сек, 8,5—9,2 км/сек и 9,0—9,5 км/сек.

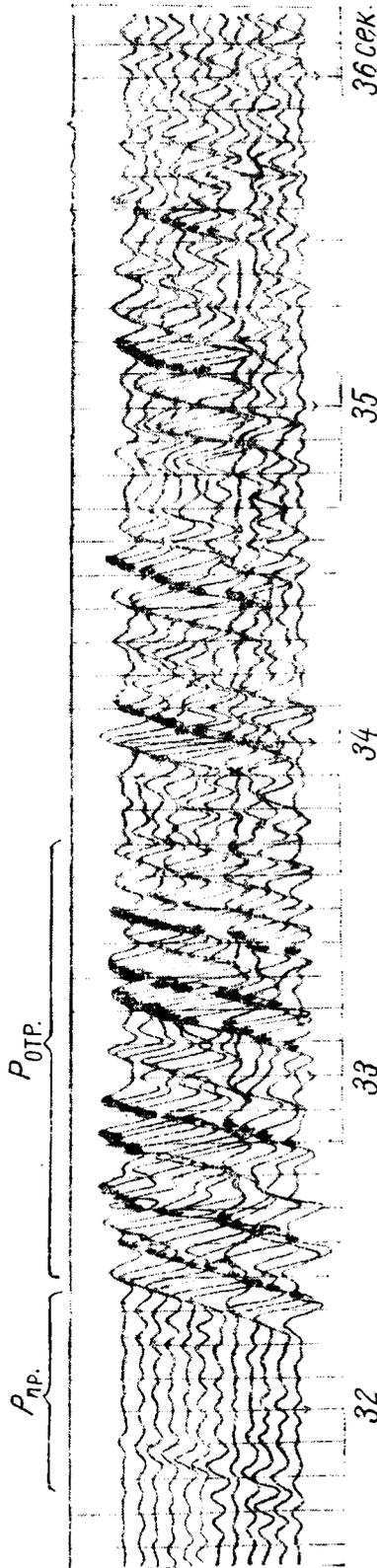


Рис. 28. Характерная запись продольных преломленных волн $P_{пр}^M$ и критических отраженных ($P_{отр}^M$) волн, соответствующих поверхности подкорового слоя (поверхности Мохоровичича), на расстоянии 180 км от пункта взрыва (Бухаро-Хивинская зона ступеней)

Глава IV

ПЛОТНОСТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА ЗЕМНОЙ КОРЫ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

Анализ плотностной характеристики разреза земной коры Туранской плиты в настоящей работе необходим для выбора наиболее обоснованных параметров при расчетах гравитационного влияния отдельных границ раздела земной коры. Для решения поставленной задачи требуется выявить общую, удовлетворяющую возможно большей части территории Туранской плиты закономерность изменения плотности пород с глубиной.

Первой сверху, наиболее выдержанной по площади гравитационно активной границей раздела на территории Туранской плиты, как и на большинстве платформенных территорий, является поверхность складчатого фундамента. Для учета ее гравитационного влияния необходимо обоснованно выбрать плотностные параметры для пород фундамента и отложений платформенного чехла.

Плотность пород фундамента изучалась по образцам, извлеченным из скважин и взятым в естественных обнажениях, многими исследователями (Гарецкий и Шрайбман, 1960; Неволин, 1961; Флоренский и Гаврилова, 1962; Князев и др., 1963; Мелькановицкий, 1963; Кунин, 1965, и др.).

Результаты определений плотностей пород фундамента северной части Туранской плиты (Гарецкий и Шрайбман, 1960) приведены в табл. 4.

Данные, приведенные в табл. 4, указывают прежде всего на то, что плотность пород фундамента, вскрытых скважинами, изменяется в узких пределах — от 2,60 до 2,73 г/см³. Только основные породы зеленокаменной зоны Урала обладают средней плотностью, равной 2,93 г/см³.

По данным Н. М. Руховец и З. Т. Телепова (1954 г.), плотность пород Южных Мугоджар (по 1286 образцам) изменяется от 2,70 до 2,95 г/см³. При этом кристаллические породы кислого состава, а также осадочные и метаморфические породы характеризуются наиболее вероятными значениями плотности, равными 2,70—2,75 г/см³, породы основного состава — значениями, равными 2,80—2,95 г/см³.

По данным А. Н. Храмова (1954 г.), плотность пермо-триасовых пород Мангышлака в среднем равна 2,65 г/см³. Плотность пород верхнего структурного яруса фундамента достаточно подробно изучалась П. В. Флоренским. На построенных им вариационных графиках (рис. 29) плотность пермо-триасовых пород различных районов Туранской плиты в основном находится в пределах 2,60—2,70 г/см³. Только образцы из некоторых скважин (например, с Куландинского полуострова и Туаркыра) дали сравнительно заниженные значения плотности (2,50—2,55 г/см³). Однако следует учесть то обстоятельство, что в данные определения плотности не была введена поправка на пористость образцов. Поэтому с учетом этой поправки (пористость пермо-триаса Куландинской скважины

Плотность пород фундамента северной части Туранской плиты

| Район | Скважина | Породы и их возраст | Глубина отбора образцов, м |
|---|-----------|--|----------------------------|
| Юго-Западные Мугоджары | | Зеленокаменные породы | Обважения |
| Чушкакуль | Г-2 | Красноцветы P ₂ | 580—880 |
| | Г-2 | Туфосланцы и | 880—1240 |
| | Г-1 | Туфопесчаники D ₂ | 1188—2145 |
| П-ов Куланды | Опорная 1 | Песчаники P ₂ | 1305—1750 |
| Южно-Эмбенский моноклинал Жанасу Жанасу | Г-10 | Конгломераты D ₃ | 2000—2621 |
| | Г-11 | Аргиллиты, конгломераты, известняки D ₃ | 2035—2693 |
| П-ов Бузачи, Кызан | Г-3 | Песчаники и аргиллиты P ₂ —T ₁ | 1350—2118 |
| П-ов Мангышлак, Тюбеджик | Г-1 и Г-3 | Песчаники и аргиллиты T ₂₌₃ | 845—1367 |
| Восточное Приаралье, Тюра-Там | Г-1 | Туфопесчаники, аргиллиты T ₁ | 525—976 |
| Аккыр | Г-1 | Песчаники C ₁ (?) | 921—981 |

Таблица 4 (продолжение)

| Район | Число образцов | Плотность | | Среднее значение открытой пористости, % | Плотность с поправкой на пористость, г/см ³ |
|---|----------------|---------------------------------------|-------------------------------------|---|--|
| | | Вероятное значение, г/см ³ | Среднее значение, г/см ³ | | |
| Юго-Западные Мугоджары | 35 | 2,90 | 2,93 | — | |
| Чушкакуль | 45 | 2,60 | 2,56 | 5 (22) * | 2,61 |
| | 3 | | 2,69 | 3 (1) | 2,72 |
| | 8 | | | | |
| П-ов Куланды | 66 | 2,55 | 2,53 | 7 (12) | 2,60 |
| Южно-Эмбенский моноклинал Жанасу Жанасу | 28 | 2,55 | 2,57 | 5 (5) | 2,62 |
| | 18 | — | 2,56 | 7 (2) | 2,63 |
| П-ов Бузачи, Кызан | 26 | 2,70 | 2,71 | 1 (10) | 2,71 |
| П-ов Мангышлак, Тюбеджик | 5 | — | 2,68 | 1 (1) | 2,69 |
| Восточное Приаралье, Тюра-Там | 4 | — | 2,69 | — | — |
| Аккыр | 3 | — | 2,73 | — | — |

* В скобках указано, по какому количеству измерений выведено среднее значение пористости.

достигает 5—10%) плотность пород пермо-триаса Мангышлака, Устюрта, Туаркыра, Куландинского полуострова и других сопредельных районов близка к 2,70 г/см³.

Исследования плотностной характеристики докембрийских и палеозойских пород Тянь-Шаня проведены И. М. Мелькановицким и П. Г. Ахматовым (Мелькановицкий, 1963). Результаты этих работ приведены в табл. 5.

На основании приведенных выше данных среднюю плотность пород фундамента Туранской плиты, включая и его верхний структурный ярус, можно принять равной $2,70 \text{ г/см}^3$ (с учетом поправки на пористость). Следует отметить, что фундамент Туранской плиты в отношении плотностной характеристики не является однородным. Он сложен различными по плотности породами, пронизан кислыми, основными и ультраосновными интрузиями, которые в некоторых случаях характеризуются плотностью пород, значительно отличающейся от величины $2,70 \text{ г/см}^3$. Однако преобладающая часть фундамента представлена метаморфическими и кристаллическими породами кислого состава, средняя плотность которых равна $2,70 \text{ г/см}^3$. Внедрения основных пород в фундаменте Туранской плиты имеют подчиненное значение (Князев и др., 1963) и обуславливают сравнительно интенсивные гравитационные аномалии только при неглубоком залегании фундамента. Размеры таких аномалий обычно небольшие и при региональных исследованиях они могут быть учтены.

Гравитационное влияние рельефа поверхности фундамента обуславливается отличием плотности слагающих его пород от плотности пород платформенного чехла. Для установления этого отличия должна быть определена плотность пород платформенного чехла Туранской плиты, которая изучалась многими исследователями (Полак, 1956; Галактионов, 1959; Гарецкий и Шрайбман, 1960; Неволлин, 1961; Таль-Вирский, 1961а; Мелькановицкий, 1963). По результатам этих исследований среднее значение плотности пород мезо-кайнозоя Туранской плиты может быть в первом приближении принято равным $2,50 \text{ г/см}^3$ (в этом случае избыточная плотность на границе фундамент — платформенный чехол составит $0,2 \text{ г/см}^3$). Такой плотностью, по мнению многих исследователей (Юров, 1963), характеризуются породы платформенного чехла при гравитационных расчетах.

Более детальное изучение плотности пород платформенного чехла позволило установить существенное изменение ее в зависимости от условий их залегания, возраста и других факторов.

Рядом работ выявлено значительное изменение плотности пород платформенного чехла с глубиной их залегания (Мелькановицкий, 1963; Григорьянц, 1964; Кунин, 1964б). Многие исследователи (Шванк, 1954; Полак, 1956; Николаевский, 1959) отмечают, что изменение глубины залегания терригенных пород платформенного чехла является основным фактором, определяющим их плотность.

Данные определений плотности пород по образцам, извлеченным из скважин, позволили наметить закономерное изменение плотности пород платформенного чехла с глубиной (рис. 30). Это обосновывается рядом фактов.

Во-первых, непосредственные определения плотности образцов пород, извлеченных из скважин с разных глубин, подтверждают приблизительно такую же закономерность изменения плотности до глубин порядка 3000 м, т. е. до глубин, достигнутых скважинами (Полак, 1956; Гарецкий, и Шрайбман, 1960; Мелькановицкий, 1963, и др.).

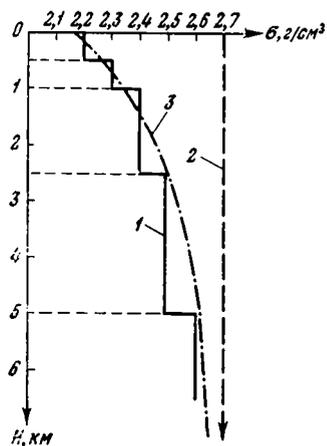


Рис. 30. График изменения плотности пород платформенного чехла Туранской плиты с глубиной

1 — изменение плотности пород платформенного чехла, принятое для расчетов гравитационного влияния рельефа поверхности фундамента; 2 — плотность пород фундамента; 3 — изменение плотности пород с глубиной, по В. М. Добрынину (при $\sigma = 2,65 \text{ г/см}^3$, $K_{H=0} = 30\%$, $\beta = 25 \cdot 10^{-4}$)

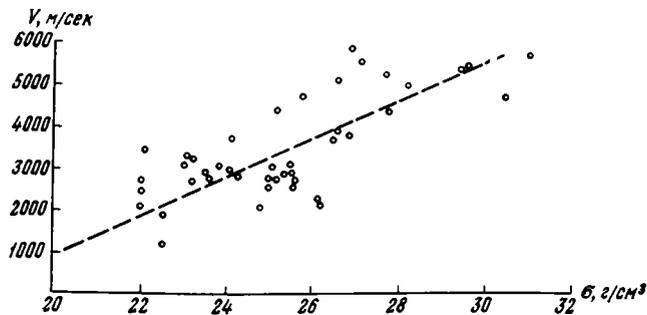


Рис. 31. График зависимости скорости распространения упругой волны (V м/сек) в образце от его плотности (σ г/см³). Периферия Мугоджар

Во-вторых, теоретические расчеты увеличения плотности пород с увеличением давления, соответствующего разным глубинам, проведенные В. М. Добрыниным, дают практически совпадающую с нашим графиком кривую (см. рис. 30). Расчеты проведены на основе установленного В. М. Добрыниным среднего закона изменения пористости с глубиной (с увеличением давления):

$$K_H = \frac{K_{H=0} \cdot e^{-0,25\beta H}}{1 - K_{H=0} [1 - e^{-0,25\beta H}]},$$

где K_H — пористость породы на глубине; $K_{H=0}$ — пористость породы на поверхности Земли (принята нами $K_{H=0} = 0,3$); β — коэффициент сжимаемости породы; H — глубина.

Плотность породы для различных глубин рассчитывалась по формуле, учитывающей полное заполнение пор породы водой плотностью 1 г/см³:

$$\sigma_H = \sigma_{ТВ} - K_H (\sigma_{ТВ} - \sigma_{ж}),$$

где σ_H — плотность породы на глубине; $\sigma_{ТВ}$ — плотность скелета породы; $\sigma_{ж}$ — плотность поровой воды.

В-третьих, принятая кривая изменения плотности пород платформенного чехла с глубиной подтверждается хорошей коррелируемостью ее с кривыми пластовых скоростей, составленными для ряда районов Туранской плиты.

Существование корреляционной связи между плотностью породы и скоростью распространения в ней упругих волн отмечалось многими исследователями (Озерская, 1955; Полак и Рапопорт, 1957; Сычев и Парвайнен, 1963; Стетюха, 1964; Кунин, 1964б, и др.). Мы определяли плотность и упругие свойства образцов горных пород, представляющих платформенный чехол и фундамент Северного Приаралья. Результаты этих определений представлены на графике (рис. 31), который также достаточно четко указывает на существование корреляционной связи между плотностью (σ) и скоростью (V). Следовательно, опираясь на выявленную многими исследователями статистическую зависимость между σ и V , представляется возможным использовать данные о скоростном разрезе для дополнительного контроля правильности установленной выше закономерности изменения плотности с глубиной. Была проведена корреляция между значениями плотности пород на разных глубинах, взятыми с графика (см. рис. 30), и значениями пластовых скоростей, взятыми со скоростных разрезов, составленных для Ферганской впадины, Бухаро-Хивинской зоны, Предкопетдагского краевого прогиба (район Теджена), Ассакеау-

данского прогиба, района Байрамалийской антиклинали и др. Корреляционный график (рис. 32) указывает на наличие тесной линейной корреляционной связи между V и σ . Коэффициент корреляции равен 0,91.

Таким образом, составленный на основе имеющихся данных график изменения плотности платформенного чехла с глубиной представляется достаточно обоснованным.

Сравнение гравитационных эффектов, рассчитанных по формуле плоскопараллельного слоя, в случае постоянной ($0,2 \text{ г/см}^3$) и переменной с глубиной (по графику, см. рис. 30) избыточной плотности показывает, что разница между ними достигает 10—15 мгл (рис. 33), причем особенно большая разница эффектов (16 мгл) наблюдается на участках, где поверхность фундамента залегает на глубинах 2,5—5 км. Поэтому для решения вопросов регионального строения Туранской плиты использование при гравитационных расчетах описанной выше закономерности изменения плотности с глубиной является вполне оправданным.

Изучение плотностной характеристики глубинных слоев земной коры может быть проведено только косвенным путем, например на основе ис-

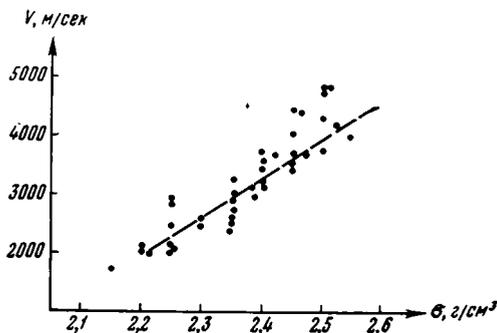


Рис. 32. Корреляционная зависимость принятого закона изменения плотности с глубиной с кривыми пластовых скоростей по районам Средней Азии. Пунктиром показан график $V = f(\sigma)$ (по Пузыреву, 1959)

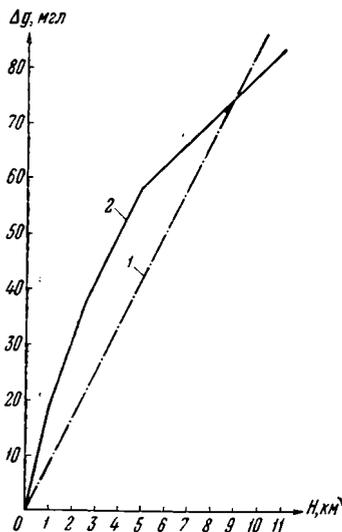


Рис. 33. Сопоставление графиков гравитационного влияния поверхности фундамента, рассчитанных по формуле плоскопараллельного слоя для случая постоянной и переменной плотности пород платформенного чехла

1 — постоянная плотность; 2 — переменная плотность

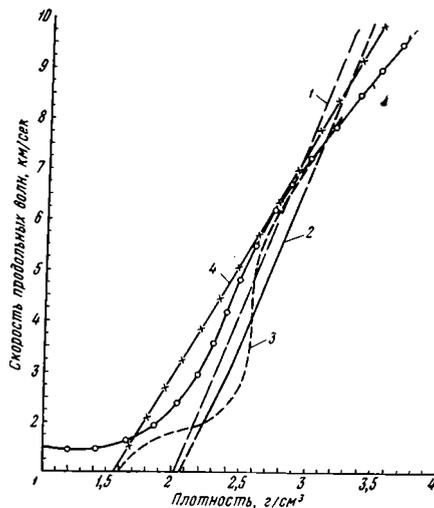


Рис. 34. Графики корреляционной зависимости между плотностью и скоростью распространения продольных волн (Сычев и Первизайнен, 1963).

1 — по Н. Н. Пузыреву, 1963 г.; 2 — по П. М. Сычеву и А. Э. Первизайнену, 1963; 3 — по Булларду, 1959 г.; 4 — по И. С. Вольвовскому, В. З. Рябому и В. И. Шрайбману, 1962 г.; 5 — по М. Талвани и др., 1959 г.

пользования корреляционной связи между плотностью и скоростью распространения упругих волн (Вольвовский, Рябой и Шрайбман, 1962а, б, 1963). Полученный график корреляционной зависимости, а также другие подобные графики (рис. 34) показывают хорошую сходимость данных разных исследователей и позволяют с определенной долей приближения оценить плотностные параметры глубинных слоев земной коры по известной величине скорости распространения в них сейсмических волн. При определении плотности использовались скоростные разрезы земной коры, составленные по данным глубинного сейсмического зондирования для разных районов Средней Азии (Вольвовский и др., 1963). Для этих районов скорости распространения упругих волн и плотностные параметры слоев земной коры приведены в табл. 6.

Таблица 6

Скорости распространения сейсмических волн и плотности слоев земной коры для некоторых районов Туранской плиты

| Слой земной коры | Кара-Богаз-Гол | | | Туаркыр-Карашор | | | Центральные Каракумы | | | Бухаро-Хивинская зона | | |
|---------------------|----------------------------|------------------------------|---|----------------------------|------------------------------|---|----------------------------|------------------------------|---|----------------------------|------------------------------|---|
| | Пластовая скорость, км/сек | Плотность, г/см ³ | Избыточная плотность, г/см ³ | Пластовая скорость, км/сек | Плотность, г/см ³ | Избыточная плотность, г/см ³ | Пластовая скорость, км/сек | Плотность, г/см ³ | Избыточная плотность, г/см ³ | Пластовая скорость, км/сек | Плотность, г/см ³ | Избыточная плотность, г/см ³ |
| «Гранитный» . . . | 6,4 | 2,80 | | 6,2 | 2,75 | | 6,3 | 2,77 | | 6,5 | 2,82 | |
| «Базальтовый» . . . | 7,0 | 2,96 | 0,16 | 6,5 | 2,82 | 0,07 | 6,9 | 2,93 | 0,16 | 7,0 | 2,96 | 0,14 |
| Подкоробый | 8,2 | 3,28 | 0,32 | 8,1 | 3,25 | 0,43 | 8,1 | 3,25 | 0,32 | 8,2 | 3,28 | 0,32 |

Таблица 6 (продолжение)

| Слой земной коры | Юго-Восточная Туркмения | | | Предгиссарье | | | Фергана | | |
|---------------------|----------------------------|------------------------------|---|----------------------------|------------------------------|---|----------------------------|------------------------------|---|
| | Пластовая скорость, км/сек | Плотность, г/см ³ | Избыточная плотность, г/см ³ | Пластовая скорость, км/сек | Плотность, г/см ³ | Избыточная плотность, г/см ³ | Пластовая скорость, км/сек | Плотность, г/см ³ | Избыточная плотность, г/см ³ |
| «Гранитный» . . . | 6,7 | 2,88 | | 6,6 | 2,85 | | 6,6 | 2,85 | |
| «Базальтовый» . . . | 7,4 | 3,07 | 0,19 | 7,4 | 3,07 | 0,22 | 7,0 | 2,96 | 0,11 |
| Подкоробый | 8,5 | 3,37 | 0,30 | 8,5 | 3,37 | 0,30 | 8,3 | 3,31 | 0,35 |

Из таблицы видно, что наиболее устойчивое и резкое изменение плотности происходит на границе Мохоровичича ($\Delta\rho$ приблизительно равно 0,3 г/см³). Наблюдается также скачок плотности на границе Кюврада,

однако он значительно менее устойчив и меньший по величине (изменяется от 0,07 до 0,22 г/см³). Следует также отметить, что в разных районах Туранской плиты устанавливаются небольшие по величине изменения плотности слоев земной коры, но выявить закономерность этих изменений пока, в силу недостаточности фактического материала, не представляется возможным.

Таким образом, проведенный анализ плотностной характеристики пород разреза земной коры Туранской плиты показал, что наиболее резкими и выдержанными плотностными границами на исследуемой территории являются поверхность фундамента и поверхность подкорового слоя.

Глава V

МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ КАРТ И СХЕМ

Как уже отмечено, для освещения тектоники Туранской плиты на основании комплекса геолого-геофизических данных мы составили серию карт и схем. Для их построения использованы различные фактические материалы и применены разные методические приемы. В этой главе рассмотрена методика составления различных карт и схем, начиная от более высоких структурных горизонтов и кончая наиболее низкими — от подошвы среднемиоценовых отложений до поверхности Мохоровичича.

СТРУКТУРНЫЕ КАРТЫ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

Для того чтобы более или менее однозначно представить себе строение платформенного чехла всей территории Туранской плиты, необходимо исследовать дислоцированность одной и той же стратиграфической границы. Для этого нужно составить структурную карту по такому единому опорному горизонту, который прослежен по возможно большей (желательно всей) площади Туранской плиты. Выбор такого горизонта представляет значительные трудности, так как единой структурной поверхности, распространенной на всей территории Туранской плиты, в разрезе ее платформенного чехла обнаружить не удастся.

Наиболее четкой границей, которая хорошо прослеживается по всей плите, является подошва платформенного чехла, т. е. поверхность фундамента. Несмотря на то, что фундамент подвергался длительному размыву и имеет значительную эрозионную расчлененность, рельеф его современной поверхности в основном обусловлен тектоникой. В строении поверхности фундамента запечатлены все тектонические движения, которые произошли в течение платформенного этапа развития плиты.

Методика составления структурной карты по поверхности фундамента будет рассмотрена ниже.

Наиболее интересными структурными картами являются те, которые отражают строение поверхности раздела между различными структурными ярусами платформенного чехла. К сожалению, такие карты не всегда удастся составить. Так, например, фактического материала недостаточно для составления структурной карты по кровле первого (нижнего) структурного яруса платформенного чехла.

Граница между его вторым и третьим структурными ярусами совпадает с подошвой среднемиоценовых отложений. Породы третьего структурного яруса (средний миоцен — нижний плиоцен) распространены главным образом на юге и западе Туранской плиты, поэтому структурная карта их подошвы охватывает только эти части плиты. Указанная структурная карта составлена по материалам многочисленных буровых скважин,

пересекающих интересующую нас поверхность, и абсолютным отметкам, взятым с топографических карт в местах выхода подошвы среднего миоцена в обнажениях.

Для характеристики структуры второго яруса платформенного чехла (средняя юра — нижний миоцен) удастся составить карты по двум горизонтам: поверхности меловых и поверхности юрских отложений. Последний горизонт совпадет с границей подъярусов, на которые делится второй структурный ярус платформенного чехла.

В разрезе платформенного чехла наиболее подходящей поверхностью для сравнимого графического изображения строения всей территории Туранской плиты является подошва отложений палеогена (кровля мела). Она прослеживается на большей части плиты, так как почти вся покрыта третичными отложениями. К тому же подошва пород палеогена залегает на относительно небольшой глубине и поэтому достигнута многими буровыми скважинами. В пределах Устюрта с ней совпадает довольно выдержанный I опорный отражающий горизонт, устанавливаемый при сейсморазведочных работах. Поверхность меловых отложений или близкая к ней поверхность карбонатных пород бухарского горизонта выделяется при сейсморазведочных исследованиях на территории Туркменской ССР, Бухаро-Хивинской области и на востоке Туранской плиты. Кроме того, отметки ее залегания можно вычислить по топографической карте в местах выхода контакта меловых и палеогеновых отложений на современную поверхность. В настоящее время по поверхности меловых отложений имеется гораздо больше надежных материалов для построения структурной карты, чем по более глубоким горизонтам. Эта поверхность не является чисто структурной, так как почти везде несет следы размыва, однако амплитуда ее нетектонического расчленения меньше, чем колебания ее положения, вызванные тектоническими причинами за послемеловое время.

Юрские отложения сплошным чехлом развиты только в западной и южной частях Туранской плиты. Они обнажены в немногих участках и вскрыты относительно небольшим количеством скважин. Поэтому основным источником представлений о залегании их поверхности являются данные сейсморазведки. В большинстве районов юго-западной части Туранской плиты терригенные слабокарбонатные отложения низов мела сменяются известняковой, а на юго-востоке Туркмении — соленосной толщами верхней юры. Такой резкой сменой литологического состава обусловлено резкое изменение физических свойств пород; поэтому поверхность юрских отложений, как правило, хорошо выявляется различными модификациями сейсмических исследований. Как уже отмечалось, в ряде случаев сейсмические горизонты соответствуют залегающим немного выше карбонатным слоям низов неокома. На Устюрте и Мангышлаке поверхности юрских отложений соответствует III опорный отражающий горизонт, в Бухаро-Хивинской области — IV горизонт и т. д. Существующий объем буровых и сейсмических работ позволяет на весь запад и юг Туранской плиты составить структурную карту поверхности юрских отложений.

Карта мощностей юрских отложений и карта мощностей меловых отложений представляет собой карты схождения соответствующих горизонтов: для первой — поверхности фундамента и кровли юры, для второй — поверхности юрских отложений и кровли мела.

СТРУКТУРНАЯ КАРТА ПОВЕРХНОСТИ ФУНДАМЕНТА

Для изучения рельефа и составления структурной карты поверхности фундамента Туранской плиты использованы все имеющиеся материалы: скважины, вскрывшие поверхность фундамента, скважины, остановленные в низах мезозойских отложений, сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, КМПВ и МОВ, структурные карты по отражающим и преломляю-

щим сейсмическим горизонтам, данные гравиметрии и магнитометрии. По точности и размещению на территории Туранской плиты перечисленные данные не равнозначны.

Наиболее достоверные материалы, естественно, получены по скважинам, вскрывшим фундамент. Наибольшее число таких скважин расположено на крайних частях плиты и в пределах поднятий поверхности фундамента в ее центральных частях (см. рис. 17). Материалы региональной сейсморазведки ГСЗ и КМПВ, кроме освещения строения фундамента вдоль линий профилей, позволили на основе привязки сейсмических разрезов к разрезам скважин стратифицировать и увязать результаты сейсмических исследований в единую схему для всей территории Туранской плиты. Материалы сейсморазведки МОВ, полученные на отдельных профилях, и структурные карты по площадным сейсмическим исследованиям МОВ и КМПВ использованы для более детальной рисовки структур, выделения и трассирования разломов. Таким образом, можно считать, что в настоящее время глубина залегания фундамента любого достаточно крупного участка Туранской плиты обоснована буровыми и сейсморазведочными данными. Эти данные создают основу для построения структурных карт.

Привлечение других геолого-геофизических материалов для построения структурных карт производилось с целью более надежной интерполяции данных о глубине залегания поверхности фундамента между сейсмическими профилями и в некоторых случаях для обнаружения и картирования ряда особенностей строения этой поверхности.

Возможность использования данных магниторазведки для определения глубины залегания фундамента обосновывалась во многих работах (Розе, 1956; Андреев, 1960; Гарецкий, Шрайбман, 1960, и др.). Действительно, уже качественный анализ магнитного поля и его районирование в какой-то степени определяют зоны с более глубоким и более мелким залеганием фундамента. Степень возмущенности магнитного поля, как правило, отражает глубину залегания фундамента. Так, районам Северного, Восточного и Южного Приаралья, Центрально-Каракумского и Карабогаского сводов, Кызылкумов соответствует сравнительно сильно возмущенное магнитное поле, что указывает на неглубокое здесь залегание фундамента. Наоборот, слабо возмущенное магнитное поле Северного Устюрта, Предкопетдагского краевого прогиба, Мургабской впадины указывает на относительно глубокое залегание фундамента.

В некоторых районах Туранской плиты эта закономерность нарушается. Так, району Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей соответствует слабо возмущенное магнитное поле, несмотря на то, что пермо-триасовые породы фундамента выходят здесь на современную поверхность. Этот факт объясняется тем, что породы верхнего структурного яруса фундамента практически немагнитные и не оказывают заметного влияния на характер магнитного поля. Основная масса магнитовозмущающих объектов расположена в толще додевонских пород в пределах каледонид и доверхнепалеозойских пород в пределах герциниды и, возможно, в нижних горизонтах верхнего структурного яруса фундамента в областях его значительного прогибания (Борисов, 1960; Б. С. Вольвовский и др., 1963). Поэтому при использовании данных магниторазведки с целью определения глубины залегания поверхности фундамента необходима определенная осторожность.

Данные магниторазведки могут быть использованы и для количественной оценки глубины залегания поверхности фундамента. Наиболее эффективны для этой цели расчеты глубин магнитовозмущающих масс на участках сравнительно неглубокого залегания фундамента, где отсутствует его верхний структурный ярус. Так, для северной части Туранской плиты на участках, где отсутствует верхний структурный ярус фунда-

мента, определенные расчетами глубины залегания магнитовозмущающих масс (в основном методом касательных и интегральным методом Симоненко) сопоставлены с глубинами залегания поверхности фундамента, выявленными сейсморазведкой (Гарецкий, Шрайбман, 1960). Это сопоставление представлено в виде вариационной кривой (рис. 35), которая составлена по 200 точкам. Хорошая сходимость расчетных глубин с действительными (149 точек из 200 дали отклонение от поверхности фундамента меньше 0,5 км) указывает на высокую эффективность использования для построения структурной карты поверхности фундамента в подобных районах расчетных данных о глубине верхней кромки магнитовозмущающих масс.

В районах, характеризующихся значительной мощностью отложений верхнего структурного яруса фундамента, эффективность использования расчетных данных о глубине залегания магнитовозмущающих масс для определения поверхности фундамента намного ниже. Однако и здесь расчетные глубины залегания магнитовозмущающих масс помогают решать вопросы стратификации сейсмических горизонтов (Б. С. Вольвовский и др., 1963).

На территории Туранской плиты поверхность фундамента является гравитационно активной границей (см. гл. IV), вызывающей гравитационный эффект, в некоторых случаях соизмеримый с наблюдаемой аномалией Буге. Кроме того, здесь в большинстве районов согласно залегающие с поверхностью фундамента глубинные границы раздела земной коры и границы в платформенном чехле вызывают дополнительный гравитационный эффект, усиливающий гравитационное влияние поверхности фундамента. Поэтому данные гравиметрии также могут быть использованы при картировании поверхности фундамента.

На графике зависимости между глубиной залегания поверхности фундамента (H_{ϕ}) и аномалиями Буге (Δg_n) (рис. 36), составленном главным образом по данным сейсмических профилей (рис. 37), намечается общая линейная корреляционная связь между этими параметрами. Для отдельных ограниченных участков Туранской плиты (Северный Устюрт, южная часть Туранской плиты) наблюдаются более строгие линейные корреляционные зависимости между H_{ϕ} и Δg_n . Так, на графике зависимости между аномалиями Буге и глубиной залегания поверхности фундамента (рис. 38), составленном для южных и юго-западных районов Туранской плиты, где распространен верхний структурный ярус фундамента, наблюдается достаточно тесная линейная корреляционная связь между H_{ϕ} и Δg_n . Наблюдаемые на графике отклонения от линейной зависимости в сторону пониженных значений аномалий Буге (район Кызанского поднятия, Центрально-Каракумский свод и Бухаро-Хивинская область) соответствуют участкам с резко пониженными мощностями верхнего структурного яруса фундамента. Коэффициент корреляции, подсчитанный без учета областей отклонений, оказался высоким и равен 0,92.

Влияние внутренней неоднородности фундамента на гравитационное поле в некоторых районах существенным образом искажает прямое соотношение между H_{ϕ} и Δg_n : оно особенно велико на участках неглубокого (до 2—3 км) залегания его поверхности (Восточное и Южное Приаралье,

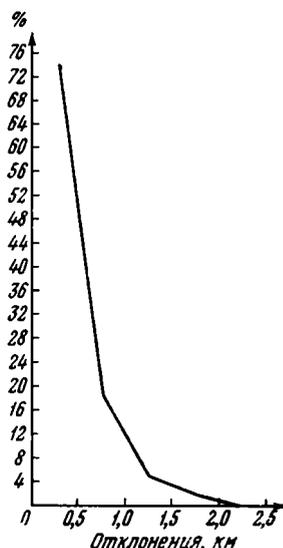


Рис. 35. Вариационная кривая отклонений расчетных глубин магнитовозмущающих масс от поверхности фундамента для северной части Туранской плиты (по 200 вычислениям)

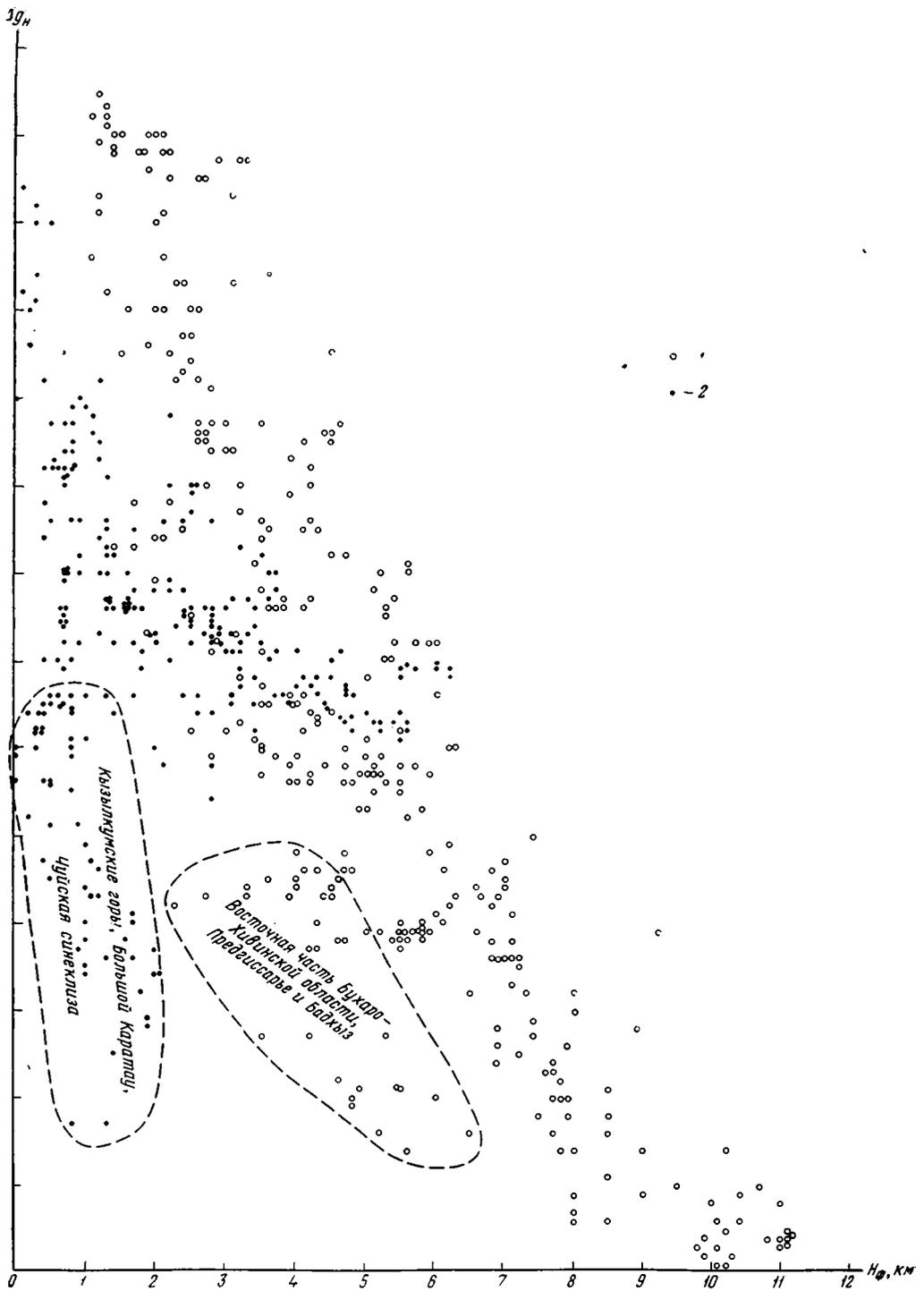


Рис. 36. График зависимости между аномалиями Буге (Δg_H) и глубиной залегания поверхности фундамента (H_{Φ}).

1 — отсчетные точки по кровле верхнего структурного яруса фундамента;
 2 — отсчетные точки по кровле фундамента в районах отсутствия его верхнего структурного яруса

Центрально-Каракумский и Карабогазский своды и др.). На графике (рис. 36) это проявляется большим разбросом точек по оси Δg_n до глубин 2—3 км, что указывает на отсутствие четкой корреляционной связи между H_f и Δg_m в пределах этих глубин. По мере увеличения глубины залегания фундамента положение отсчетных точек на графике начинает приобретать определенную закономерность и в зоне больших глубин, за исключением некоторых отскоков, наблюдается хорошо выраженная линейная зависимость между H_f и Δg_n .

Кроме того, на графике видно, что на малых глубинах значительная часть отсчетных точек отклоняется от общей линейной зависимости в сторону заниженных значений Δg_n . Эти точки графика получены по профилям, пересекающим районы Кызылкумов, Большого Каратау и Чуйской синеклизы, на глубинное строение которых, видимо, определенное влияние оказал новейший орогенез Тянь-Шаня. Как известно, орогеническая область Тянь-Шаня характеризуется значительными отрицательными аномалиями Буге, связанными с ее глубинным строением. Поэтому можно считать, что природа сильно заниженных значений Δg_n перечисленных выше районов находит свое объяснение в своеобразном строении глубинных частей земной коры и верхней мантии (И. С. Вольвовский, Рябой, Шрайбман, 1963). Вероятно, с этой же причиной связана вторая зона отскока отсчетных точек в сторону отрицательных значений Δg_n , полученная по районам восточной части Бухаро-Хивинской области и Предгиссарья. Отклонение же некоторых отсчетных точек по району Бадхыза, по-видимому, объясняется влиянием на гравитационное поле глубинного строения альпийской складчатой системы Копет-Дага.

Изложенное показывает, что статистические связи между H_f и Δg_n могут быть использованы для интерполяции глубины залегания поверхности фундамента между сейсмическими профилями в районах его глубокого залегания. Для районов с неглубоким залеганием поверхности фундамента решение этой задачи при помощи описанных корреляционных зависимостей малоэффективно. Однако и в этих случаях природа некоторых аномалий силы тяжести может быть выявлена сопоставлением карт магнитных и гравитационных аномалий. Карта сопоставления положительных гравитационных и магнитных аномалий (рис. 39, вкладка, см. в конце книги) дает возможность выделить те гравитационные максимумы, которым соответствуют магнитные аномалии. В силу того, что магнитные аномалии, как правило, отражают внутреннюю неоднородность фундамента, сопоставимые с ними гравитационные аномалии были классифицированы как «петрографические». При построении структурной карты поверхности такие аномалии учитывались только в тех случаях, если соответствующие им структуры поверхности фундамента были подтверждены сейсмическими или буровыми данными.

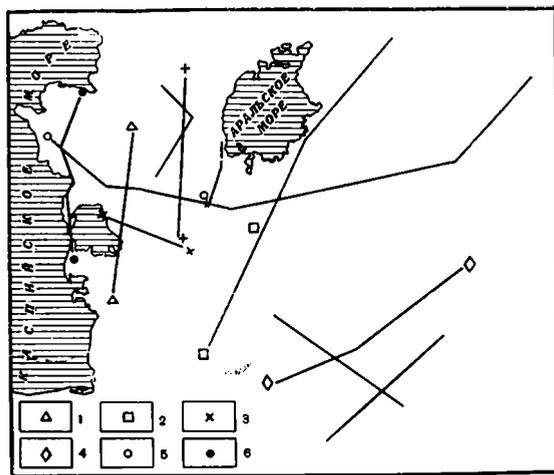


Рис. 37. Схема расположения профилей, использованных для составления графика (рис. 36)

1 — Большой Балхан — Кугусем; 2 — Ашхабад — Дарваза — Ташауз; 3 — Кара-Богаз-Гол — Карашор; 4 — Копет-Даг — край Нуратау; 5 — Жетыбай — Ассакеудан — Шорджа; 6 — Красноводск — залив Комсомолец

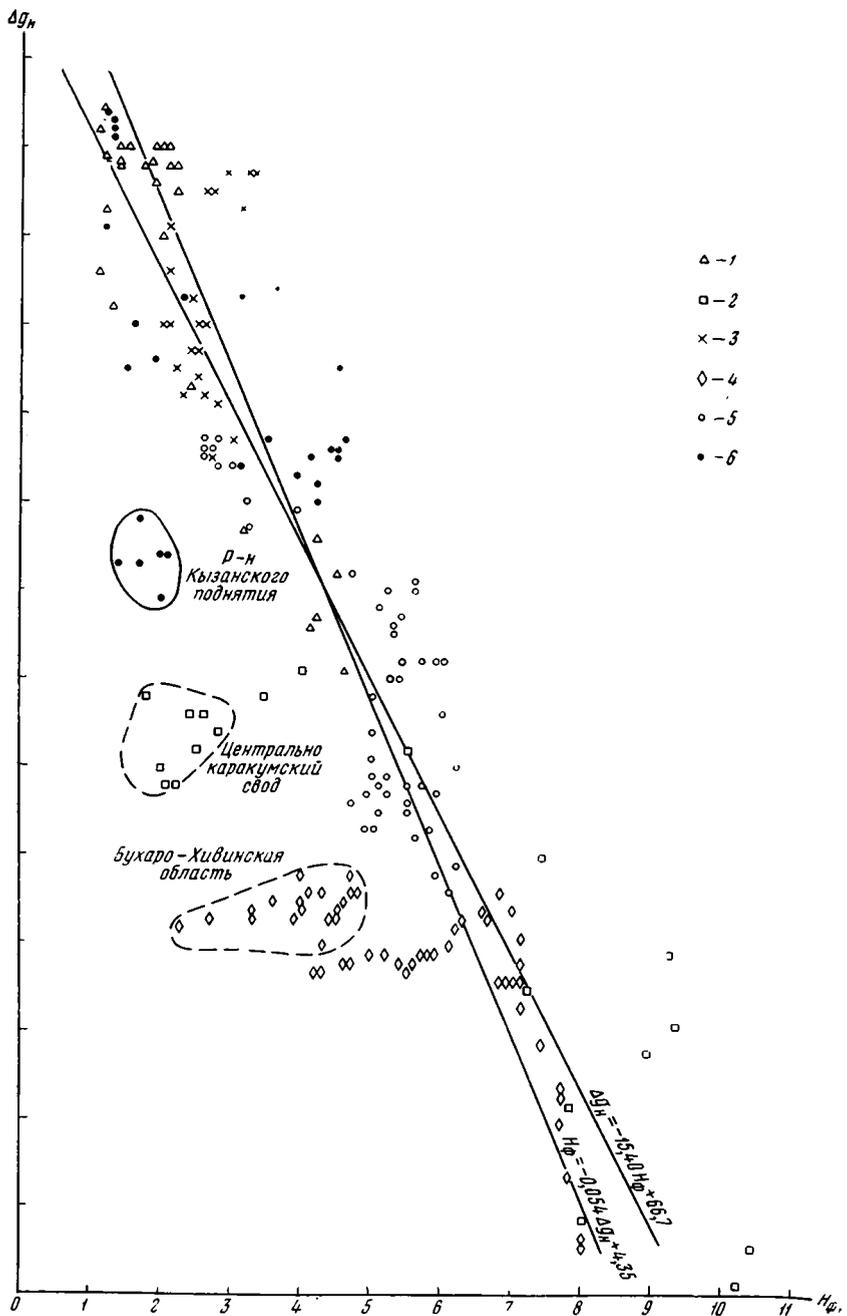


Рис. 38. График зависимости между аномалиями Буге (Δg_H) и глубиной залегания поверхности фундамента (H_{Φ}) для юга и юго-запада Туранской плиты (на графике нанесены линии регрессии).

Точки получены по профилям: 1 — Большой Балхан — Кугусем, 2 — Ашхабад — Дарваза — Ташауз, 3 — Кара-Богаз-Гол — Карашор, 4 — Копет-Даг — кряж Нуратау, 5 — Жетыбай — Ассанеаудан — Шорджа, 6 — Красноводск — залив Комсомолец

При построении структурной карты поверхности фундамента учитывались также особенности строения платформенного чехла, отраженные на структурных картах кровли меловых и юрских отложений. Принципиальная возможность учета этих особенностей вытекает из доказанного для значительной части территории Туранской плиты унаследованного развития структур платформенного чехла (Яншин, 1948, 1951, 1953; Петрушевский, 1955; Гарецкий, Шрайбман, 1960; Гарецкий, 1962а, б).

Таким образом, данные магниторазведки, гравиразведки и структурные построения по некоторым горизонтам платформенного чехла образуют комплекс сведений, который для каждого участка Туранской плиты позволяет наиболее рационально использовать их для определения глубины залегания и формы рельефа поверхности фундамента.

Более детальный анализ гравитационного поля Туранской плиты может быть проведен путем его трансформации на основе выявленных аномалеобразующих геологических факторов. Одним из существенных аномалеобразующих факторов, как уже выяснено, является рельеф поверхности фундамента. После построения структурной карты поверхности фундамента (см. ниже) появилась возможность рассчитать гравитационное влияние этой поверхности. Оно было рассчитано с учетом предположения об увеличении плотности отложений платформенного чехла с глубиной по формуле плоскопараллельного слоя с контрольными расчетами по паплетке Гамбурцева.

На карте гравитационного влияния рельефа поверхности фундамента (Δg_n), как и следовало ожидать, нашли отражение все крупные особенности структуры этой поверхности (рис. 40, вкладка, см. в конце книги). Максимальная амплитуда изменения ее гравитационного влияния от районов, где она погружена на глубину до 10 км (Ферганская и Мургабская впадины), к районам, где фундамент выходит на современную поверхность, составляет 80 мгл. В соответствии с выявленной нами закономерностью изменения плотности пород платформенного чехла (см. рис. 30) перепад в значениях гравитационного влияния поверхности фундамента в районах, где она залегает глубже 5—6 км, будет сравнительно небольшим. Так, между районами, где глубина залегания поверхности фундамента изменяется от 5 до 10 км, перепад ее гравитационного влияния достигнет 20 мгл, а при изменении глубины залегания поверхности фундамента от нулевых отметок до 5 км образуется перепад гравитационного влияния в 60 мгл. Поэтому возможные погрешности в определении глубины залегания поверхности фундамента в районах ее значительного погружения (свыше 5 км) существенно не отразятся на точности подсчета ее гравитационного влияния. В то же время в районах сравнительно неглубокого залегания поверхности фундамента (до 5 км) ее глубина определена с меньшей абсолютной погрешностью, и это обеспечивает здесь учет ее гравитационного влияния с необходимой детальностью.

Из карты аномалий Буге было исключено гравитационное влияние рельефа поверхности фундамента, в результате чего получена карта остаточных аномалий силы тяжести ($\Delta g_{ост} = \Delta g_n - \Delta g_f$). Эта карта хуже коррелируется с поверхностью фундамента, гравитационного влияния которой она лишена. Действительно, на этой карте ($\Delta g_{ост}$) зоне Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей соответствует глубокий минимум, тогда как на карте аномалий Буге указанная зона отображена ярко выраженными максимумами. Принципиально такое же преобразование аномалий Буге в остаточные аномалии наблюдается в зоне Кассарминской мегантиклинали, на Северном Устюрте и в других районах. Проведенный корреляционный анализ между остаточными аномалиями $\Delta g_{ост}$ и глубиной залегания фундамента H_f юга и юго-запада Туранской плиты по тем же профилям (см. рис. 37) показал, однако, что между этими параметрами существует все же достаточно тесная линейная

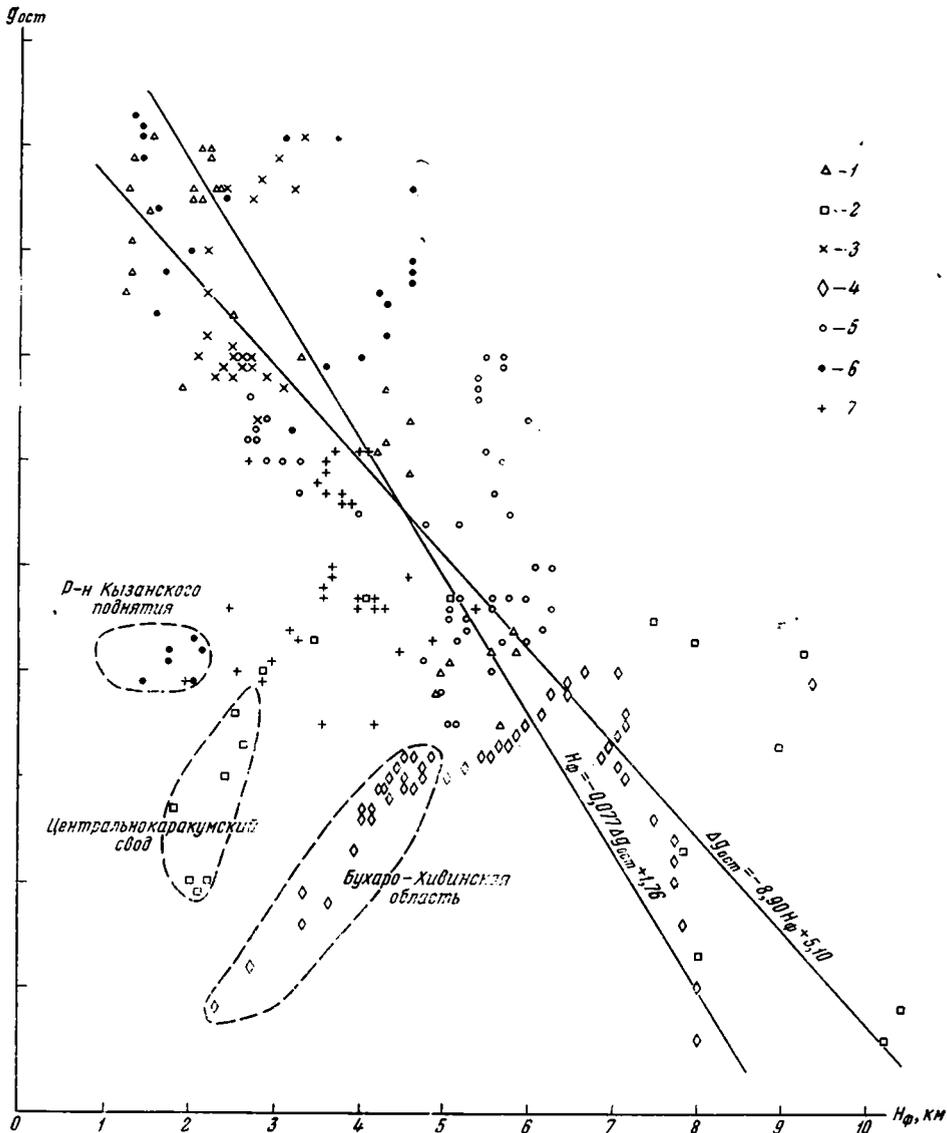


Рис. 41. График зависимости между остаточными аномалиями ($\Delta g_{ост}$) и глубиной залегания поверхности фундамента ($H_{ф}$) для юга и юго-запада Туранской плиты (на графике показаны линии регрессии, рассчитанные без учета областей отклонений и точек профиля Карашор — Карабаур — Северо-Устьюртская опорная скважина)
 1—6 — те же, профили, что на рис. 38; 7 — точки, полученные по профилю Карашор-Карабаур — Северо-Устьюртская опорная скважина

корреляционная связь, за исключением тех же областей отклонений отсчетных точек (рис. 41). Коэффициент корреляции стал ниже, чем в корреляционной зависимости $H_{ф}$ и $\Delta g_{н}$, но все же оказался достаточно высоким, равным 0,83. Это показывает, что на большей части юга Туранской плиты гравитационное влияние границ раздела земной коры образует сумму подобных по форме полей, причем гравитационным влиянием поверхности фундамента обусловлена только часть амплитуды наблюдаемых аномалий Буге. Необходимо, однако, еще раз указать, что некоторые районы относительных поднятий поверхности фундамента на юге Туранской плиты (Центрально-Каракумский свод, Бухаро-Хивинская область)

характеризуются аномально пониженными значениями силы тяжести, что может быть связано как с изменениями петрографического состава пород фундамента, так и с особенностями глубинного строения земной коры.

СТРУКТУРНАЯ КАРТА ПОДОШВЫ ВЕРХНЕГО СТРУКТУРНОГО ЯРУСА ФУНДАМЕНТА

Принципы использования материалов сейсморазведки для построения структурной карты подошвы верхнего структурного яруса фундамента в общем те же, что и для ее поверхности. Однако эта граница в местах ее глубокого залегания прослежена по редкой сети профилей КМПВ и ГСЗ (см. рис. 37). Поэтому для построения структурной карты подошвы верхнего структурного яруса фундамента в более широком объеме были привлечены другие геолого-геофизические материалы и прежде всего данные гравиметрии.

Возможность использования данных гравиметрии при таких структурных построениях доказывается анализом соотношений между параметрами, характеризующими строение верхнего структурного яруса фундамента, наблюдаемыми и трансформированными аномалиями силы тяжести. Этот анализ проведен путем построения серии корреляционных графиков по данным сейсмических профилей (рис. 42). Отсчетные точки взяты через 20 км.

На корреляционном графике зависимости между глубиной залегания подошвы верхнего структурного яруса фундамента (H_2) и аномалиями Буге (Δg_n) намечается общая линейная связь этих параметров, осложненная серией отклонений отсчетных точек в сторону отрицательных значений аномалий Буге (рис. 43). Первое такое отклонение фиксируется по профилю Копет-Даг — Нуратау. Отсчетные точки, полученные по юго-западной, Предкопетдагской, части этого профиля, достаточно хорошо укладываются в общую зависимость. При приближении к Бухаро-Хивинской области отсчетные точки отклоняются в сторону пониженных значений аномалий Буге. По всей вероятности, это отклонение здесь вызвано существенным влиянием на гравитационное поле глубинного фактора, связанного с Тянь-Шаньской областью эпиплатформенного орогенеза.

Второе отклонение отсчетных точек наблюдается по профилю Ашхабад — Дарваза — Ташауз. По южной части профиля отсчетные точки хорошо укладываются в общую линейную зависимость между этими параметрами. Отклонение отмечается лишь в районе Центрально-Каракумского свода. Здесь на графике образуется ветвь, располагающаяся на 20—30 мгл выше ветви отклонений по предыдущему профилю. Это отклонение отсчетных точек, вероятно, связано с влиянием на гравитационное поле внутренней структуры фундамента, которое обычно проявляется особенно сильно в зонах неглубокого его залегания. Поскольку отклонение отсчетных точек от общей зависимости достигает 60—70 мгл, можно думать, что существенное влияние на гравитационное поле здесь оказывают и особенности глубинного строения Центрально-Каракумского свода. Между этими двумя ветвями отклонений расположены отсчетные точки

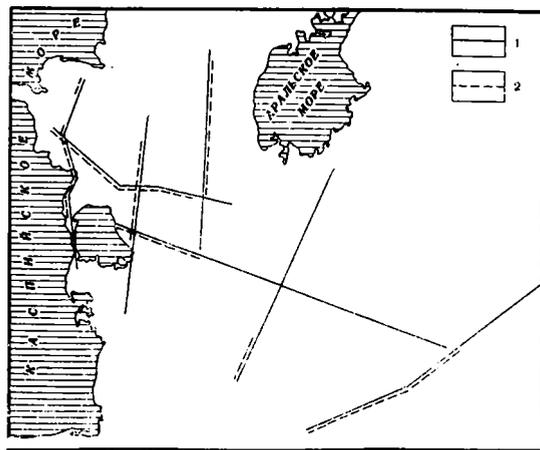


Рис. 42. Схема расположения профилей, использованных для составления графика (рис. 41).

1 — сейсмические профили; 2 — участки профилей, на которых прослеживается подошва верхнего структурного яруса фундамента

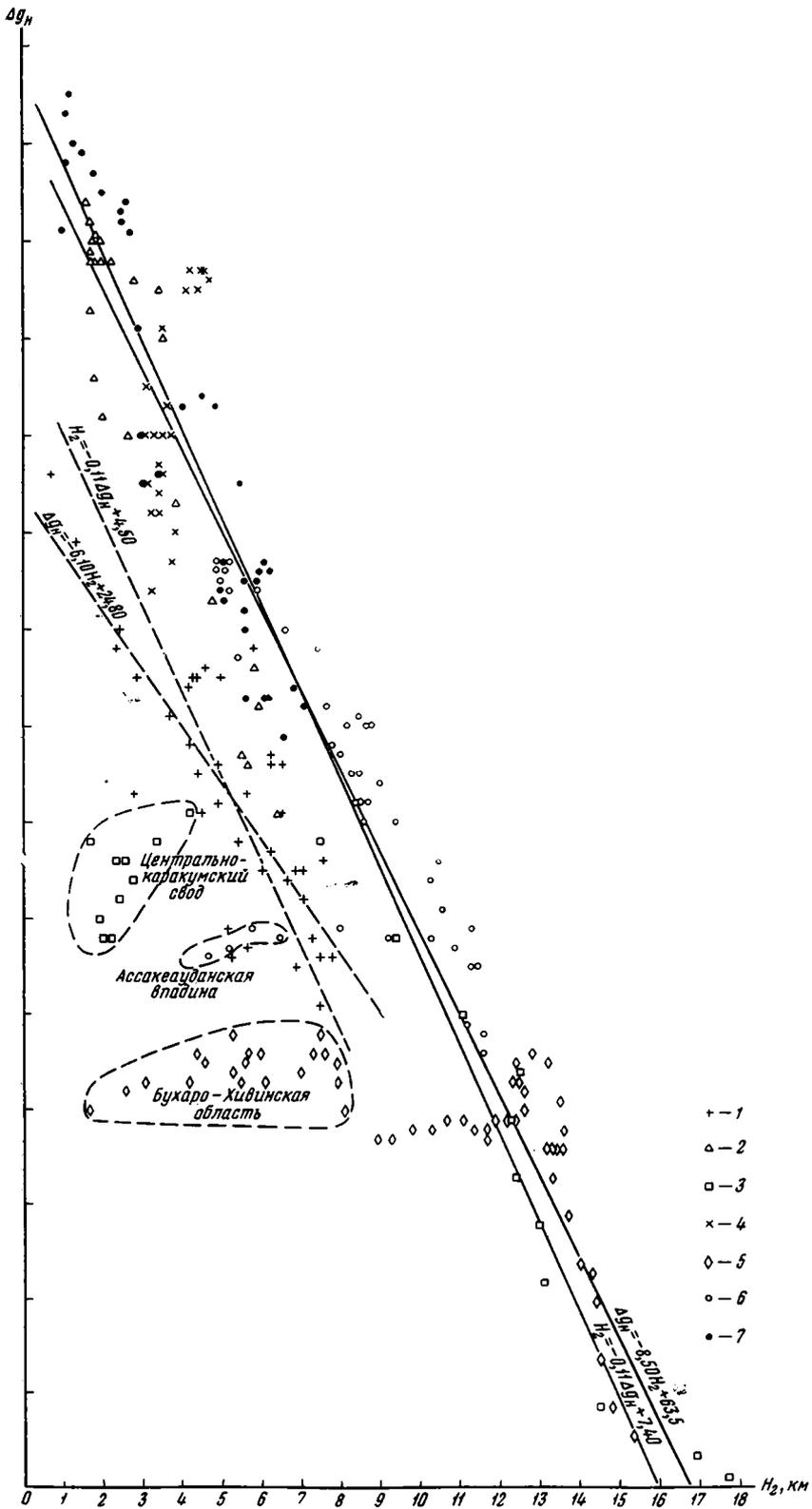


Рис. 43. График зависимости между аномалиями Буге (Δg_H) и глубиной залегания подошвы верхнего структурного яруса фундамента (H_ϕ).

Точки получены по профилям: 1—Карашор — Карабаур—Северо-Устьюртская опорная скважина, 2 — Большой Балхан — Кугусем, 3 — Ашхабад — Дарваза — Ташауз, 4 — Кара-Богаз-Гол — Карашор, 5 — Копет-Даг — Кряж Нурагау, 6 — Жетыбай — Ассакеаудан — Шорджа, 7 — Крас-новодск — залив Комсомолец

ки, относящиеся к той части Ассакеаунданского прогиба, где значительно уменьшается мощность отложений верхнего структурного яруса фундамента.

Таким образом, ряд отсчетных точек образует закономерную систему отклонений от общей зависимости в сторону отрицательных значений аномалий Буге. Эти отклонения соответствуют зонам полного выклинивания отложений верхнего структурного яруса фундамента или значительного сокращения его мощности, характеризующимся относительным недостатком масс на глубине.

Отсчетные точки, полученные по профилю Карашор — Карабаур — Северо-Устьюртская опорная скважина, образуют самостоятельную линейную зависимость с коэффициентом корреляции, равным 0,82.

Отсчетные точки, полученные по разным профилям юга Туранской плиты, за вычетом перечисленных выше отклонений, образуют линейную зависимость с очень высоким коэффициентом корреляции, равным 0,96. Среднее квадратическое отклонение отсчетных точек от линии регрессии $H_2 = a(\Delta g_H) + b$ равно 1 км. Вариационная кривая (сплошная линия) показывает на значительное преобладание небольших отклонений от линии регрессии (рис. 44).

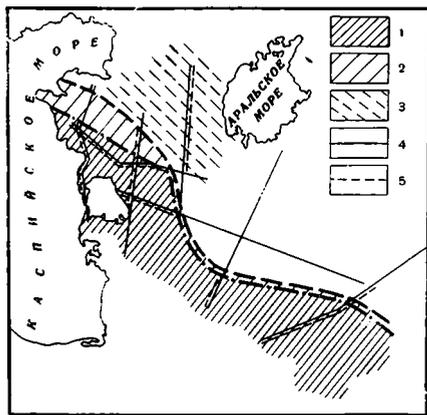


Рис. 45. Схема расположения сейсмических профилей и районирования территории юга Туранской плиты по характеру связи между Δg_H , $\Delta g_{\text{ост}}$ и H_2 .

1 — район, характеризующийся тесной линейной корреляционной зависимостью между H_2 и Δg_H (коэффициент корреляции $r = 0,96$); 2 — район, характеризующийся тесной линейной корреляционной зависимостью между H_2 и $\Delta g_{\text{ост}}$ ($r = 0,91$); 3 — район, характеризующийся линейной корреляционной зависимостью между H_2 и Δg_H , отличной от первого ($r = 0,82$); 4 — сейсмические профили; 5 — участки сейсмических профилей, на которых прослеживается подошва верхнего структурного яруса фундамента

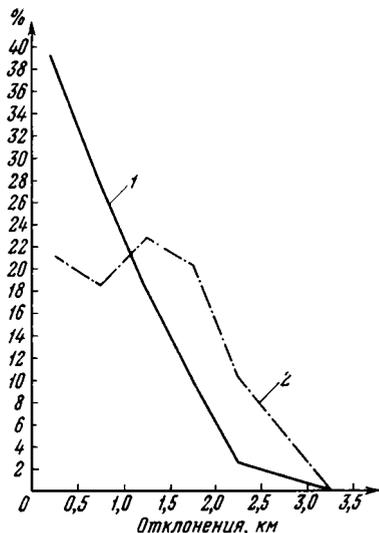


Рис. 44. Вариационные кривые отклонений H_2 от линий регрессий $H_2 = a\Delta g_H + b$;

$$H_2 = a_1 \Delta g_{\text{ост}} + b_1$$

$$1 - \Delta g_H; 2 - \Delta g_{\text{ост}}; \Delta g_H - \Delta g_{\text{Ф}}$$

Отклонения, попадающие в интервал 0—0,5 км, составляют 39%, а попадающие в интервал 0,5—1,0 км — 28%.

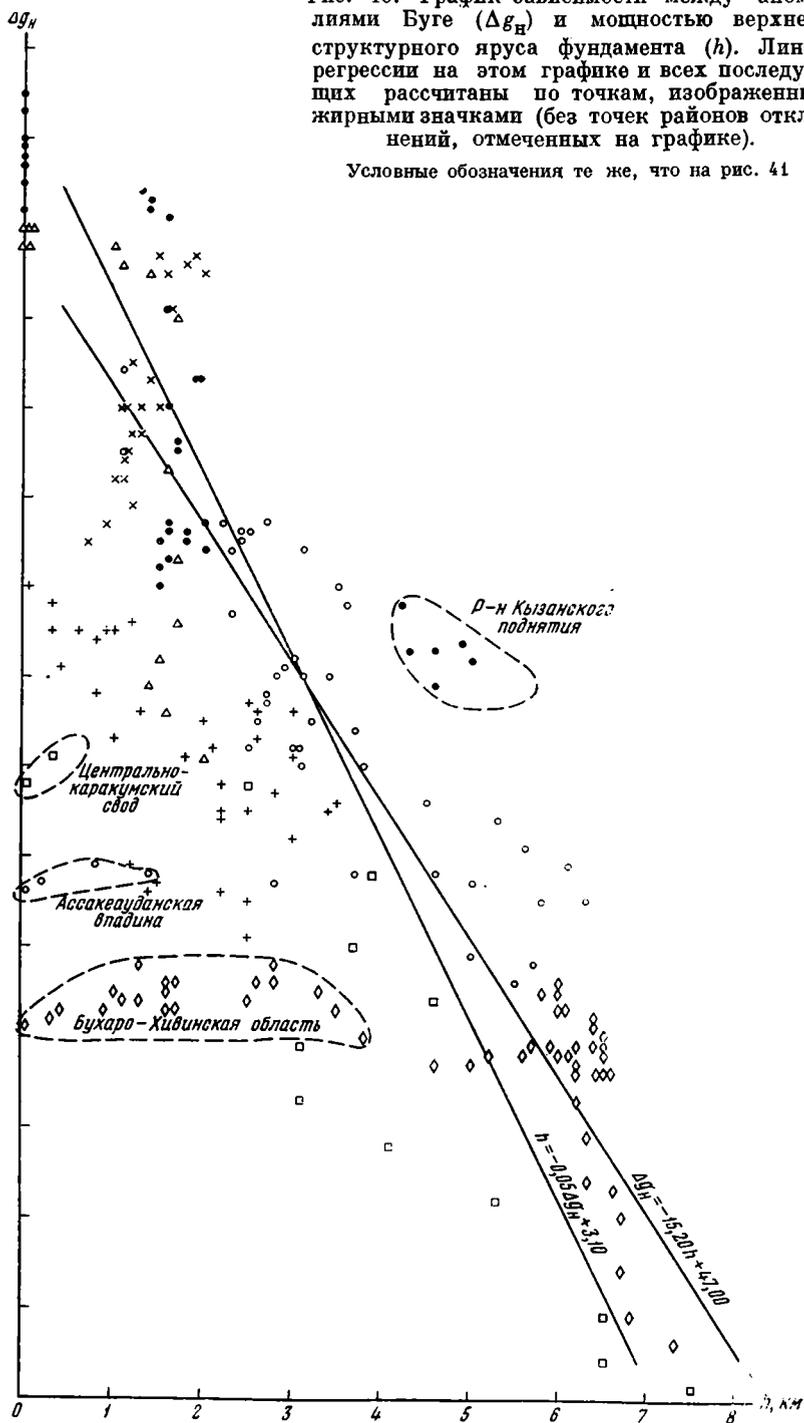
Следует отметить, что отсчетные точки, соответствующие району Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей (на графике не показаны), отклоняются уже в сторону повышенных значений аномалий Буге. На основе анализа отмеченных отклонений представляется возможным выделить район, характеризующийся тесной линейной корреляционной зависимостью между H_2 и Δg_H .

Таким образом, по характеру соотношений между H_2 и Δg_H можно провести районирование территории юга Туранской плиты (рис. 45) и оценить возможность использования аномалий Буге для определения глубины залегания подошвы верхнего структурного яруса фундамента в зонах, выделенных в результате указанного районирования.

Аналогичным образом составлен график зависимости между аномалиями Буге (Δg_H) и мощностью верхнего структурного яруса фундамента (h). На графике (рис. 46) фиксируется

Рис. 46. График зависимости между аномалиями Буге (Δg_H) и мощностью верхнего структурного яруса фундамента (h). Линии регрессии на этом графике и всех последующих рассчитаны по точкам, изображенным жирными значками (без точек районов отклонений, отмеченных на графике).

Условные обозначения те же, что на рис. 41



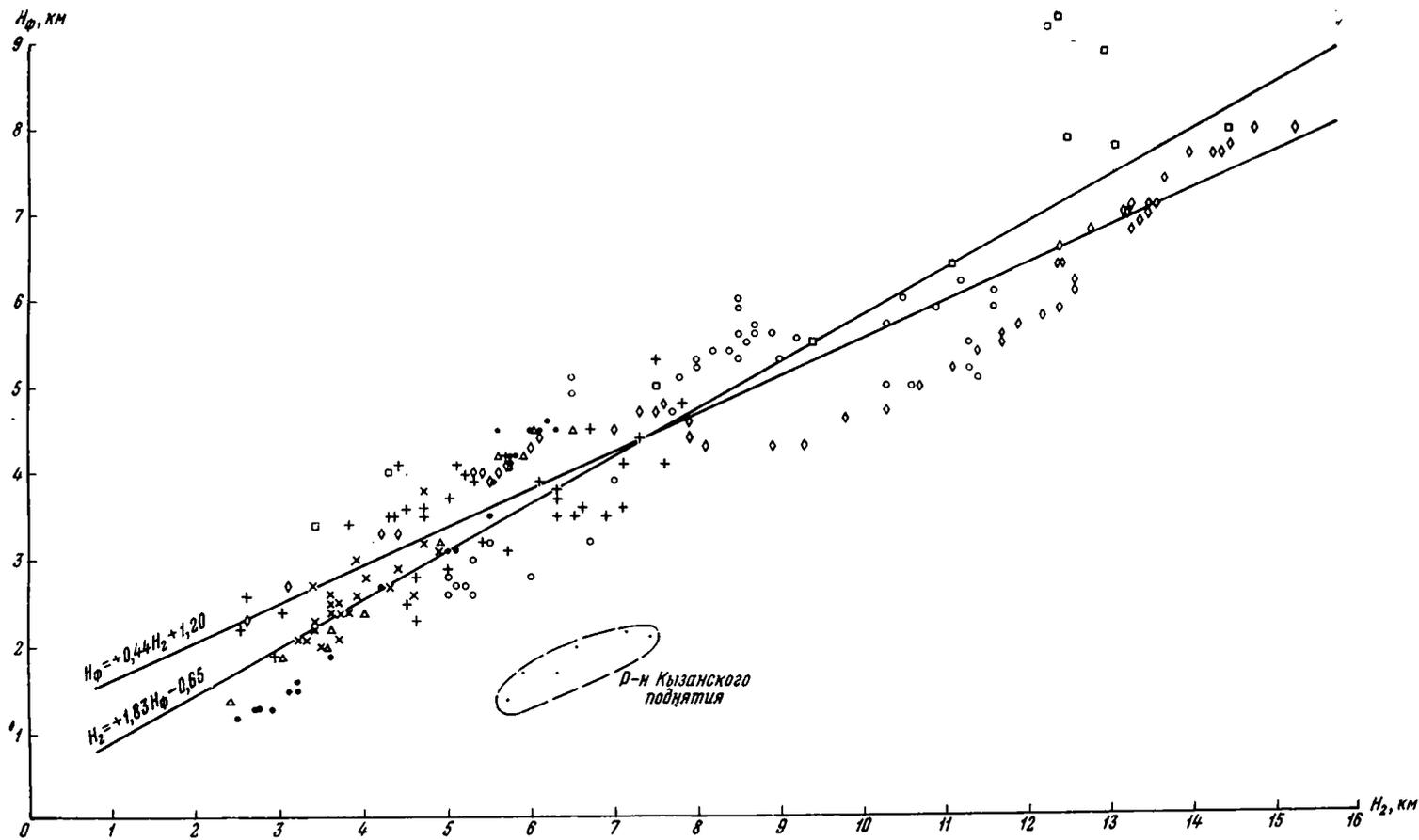


Рис. 47. График зависимости между глубиной залегания кровли (H_{ϕ}) и подошвы (H_2) верхнего структурного яруса фундамента. Условные обозначения те же, что на рис. 41

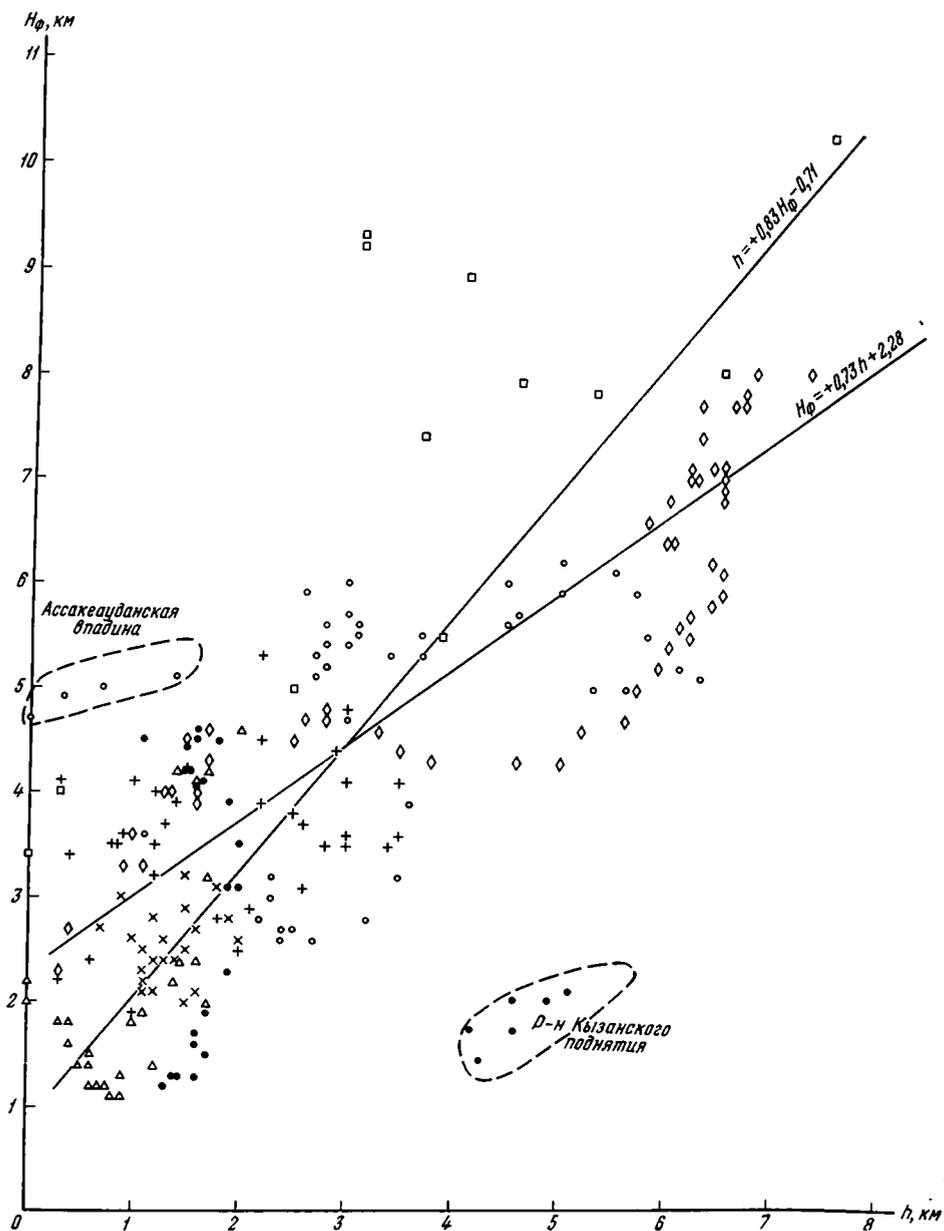


Рис. 48. График зависимости между глубиной залегания кровли (H_{ϕ}) и мощностью (h) верхнего структурного яруса фундамента.

Условные обозначения те же, что на рис. 41

общая линейная зависимость исследуемых параметров. Наблюдаются отклонения отсчетных точек в сторону отрицательных значений аномалий Буге, соответствующие уже выделенным выше районам с резко пониженными мощностями верхнего структурного яруса фундамента. Напротив, отсчетные точки района Кызана и Мангышлака (на графике не показаны) отклоняются в сторону высоких значений аномалий Буге. Коэффициент корреляции этой зависимости, рассчитанный без учета отсчетных точек отклонений, оказался достаточно высоким — 0,91. Из графика видно, что характер районирования по соотношению между H_2 и Δg_n на юге

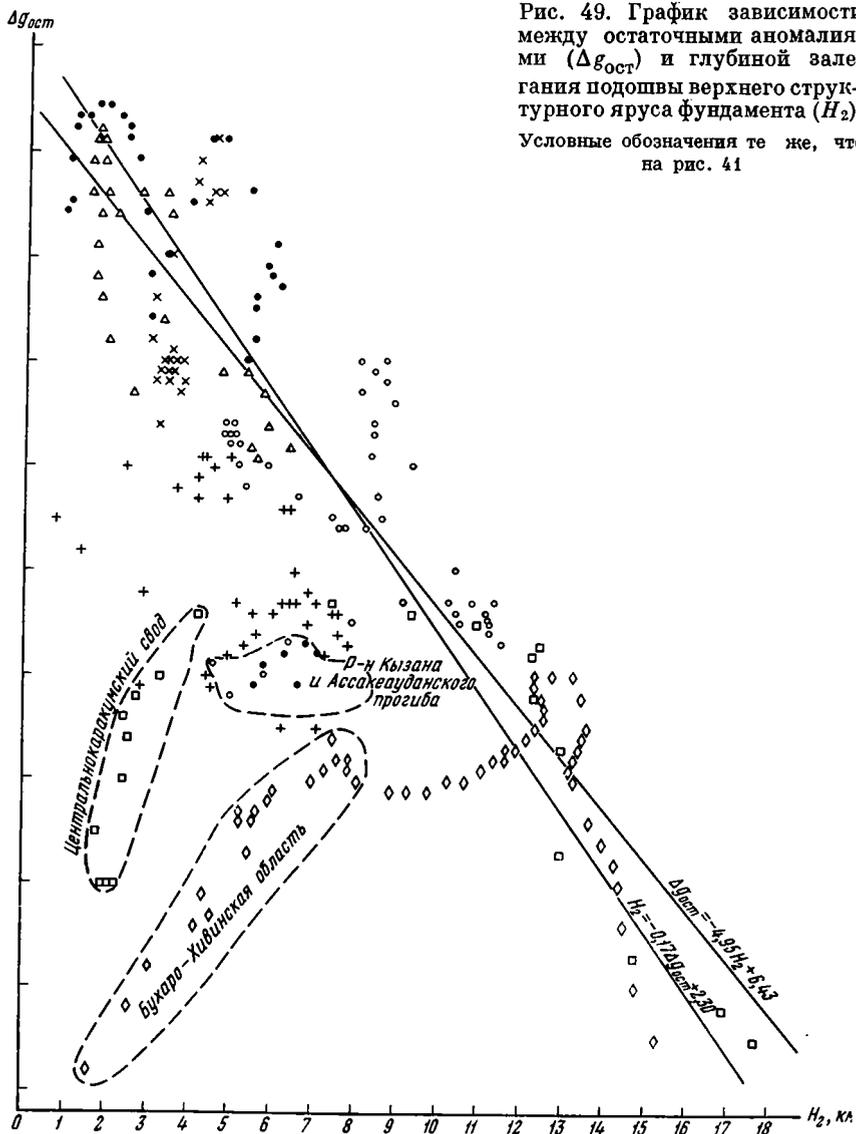


Рис. 49. График зависимости между остаточными аномалиями ($\Delta g_{ост}$) и глубиной залегания подошвы верхнего структурного яруса фундамента (H_2).
Условные обозначения те же, что на рис. 41

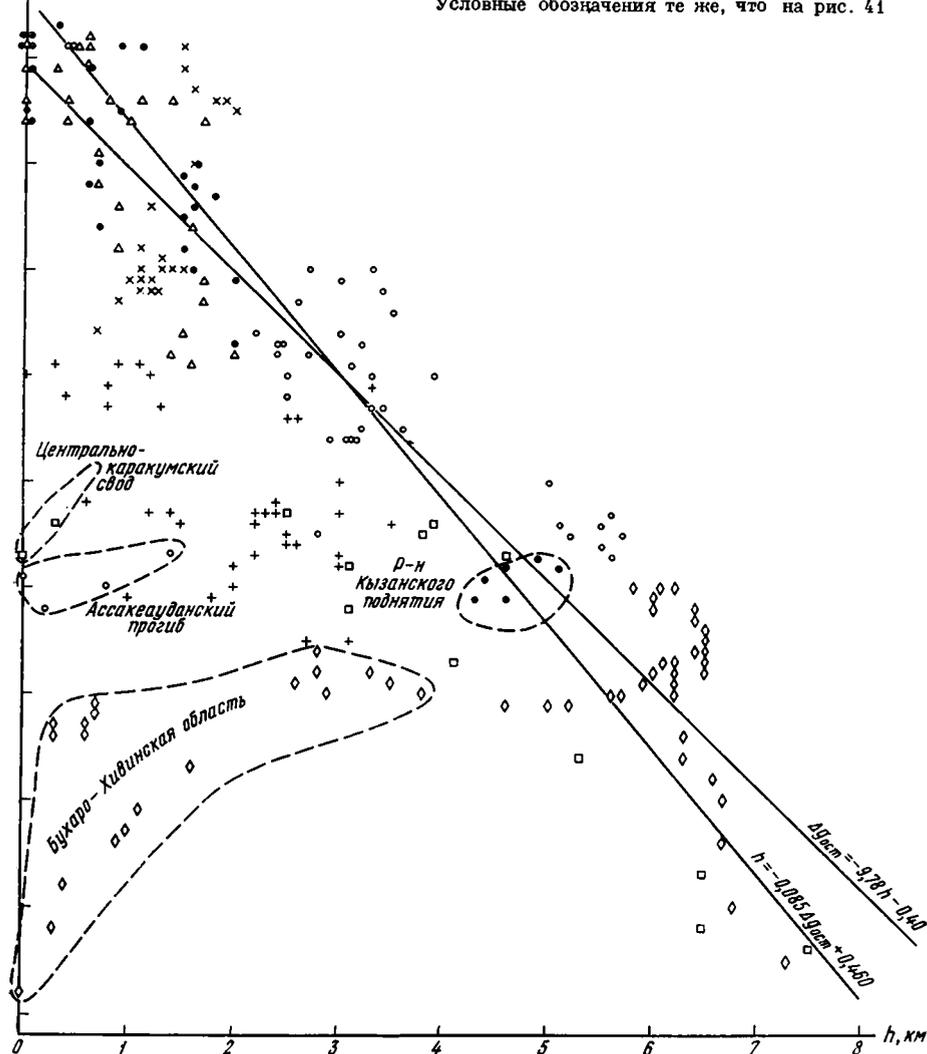
Туранской плиты сохраняется и для зависимости h и Δg_{II} . Корреляционная зависимость между H_{ϕ} и H_2 (рис. 47) показывает согласованность форм залегания кровли и подошвы верхнего структурного яруса фундамента. Коэффициент корреляции (без учета точек района Кызана) равен 0,94. На графике видно, что при общем соответствии структурных планов обоих горизонтов подошва верхнего структурного яруса фундамента дислоцирована приблизительно в 2 раза больше, чем его кровля. Этот же график указывает на возможность учета в ряде районов глубины залегания кровли фундамента для определения глубины залегания подошвы его верхнего структурного яруса. Эти же выводы вытекают из анализа графика зависимости между глубиной залегания кровли фундамента (H_{ϕ}) и мощностью его верхнего структурного яруса (h) (рис. 48).

Для большей части юга Туранской плиты характерно увеличение мощности верхнего структурного яруса фундамента с увеличением глубины залегания его кровли. Коэффициент корреляции этой зависимости достаточно высокий и равен 0,78.

$\Delta g_{ост}$

Рис. 50. График зависимости между остаточными аномалиями ($\Delta g_{ост}$) и мощностью верхнего структурного яруса фундамента (h).

Условные обозначения те же, что на рис. 41



Рассмотренные графики корреляционных зависимостей позволяют сделать вывод о возможности определения уровня залегания подошвы верхнего структурного яруса фундамента и оценки его мощности по аномалиям Буге на выделенных в результате районирования участках Туранской плиты. Однако для районов Кызана и особенно Мангышлака использование аномалий Буге для определения глубины залегания подошвы верхнего структурного яруса фундамента, как было показано выше, малоэффективно. Гравитационное поле этой зоны формируется в основном в результате влияния двух факторов: поверхности фундамента и глубинных границ раздела земной коры (в том числе и подошвы верхнего структурного яруса фундамента), вызывающим в силу инверсионного строения поверхности фундамента противоположные по знаку гравитационные эффекты. В связи с этим для успешной интерпретации гравитационных аномалий района Мангышлака целесообразно использование карты остаточных аномалий силы тяжести.

На графике корреляционной зависимости между глубиной залегания подошвы верхнего структурного яруса фундамента (H_2) и остаточными аномалиями силы тяжести ($\Delta g_{\text{ост}}$) фиксируется общая линейная зависимость этих параметров, за исключением уже выявленных по другим графикам отклонений (рис. 49). Коэффициент корреляции, рассчитанный по отсчетным точкам без учета отмеченных отклонений, равен 0,91. Среднее квадратическое отклонение отсчетных точек от линии регрессии $H_2 = a_1(\Delta g_{\text{ост}}) + b_1$ равно 1,5 км. Вариационная кривая изображена на рис. 44.

Отличительной особенностью этого графика является хорошая сходимость его с геологическими и сейсмическими данными о глубине залегания подошвы верхнего структурного яруса фундамента в районе Мангышлака. Таким образом, график зависимости между H_2 и $\Delta g_{\text{ост}}$ является более универсальным, чем графики зависимости между H_2 и аномалиями Буге. В связи с этим использование карты остаточных аномалий для определения глубины залегания подошвы верхнего структурного яруса фундамента, по нашему мнению, вполне обоснованно, особенно для района Мангышлака.

Интересен график корреляционной зависимости между остаточными аномалиями ($\Delta g_{\text{ост}}$) и мощностью верхнего структурного яруса фундамента (h) (рис. 50). Коэффициент корреляции здесь, без учета отклонений, равен 0,95. Этот график является более эффективным для расчетов мощности верхнего структурного яруса фундамента Мангышлакской зоны по сравнению с графиком зависимости между h и $\Delta g_{\text{п}}$. На нем отсчетные точки, соответствующие району Кызана, хорошо укладываются в общую линейную зависимость.

Таким образом, проведенный корреляционный анализ соотношений между аномалиями Буге, остаточными аномалиями и параметрами, характеризующими строение верхнего структурного яруса фундамента, позволил районировать территорию юга Туранской плиты по характеру этих соотношений, решить ряд вопросов геологической природы наблюдаемых аномалий силы тяжести и разработать пути их использования в комплексе с данными сейсморазведки для решения поставленной геологической задачи.

СХЕМА ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ ФУНДАМЕНТА (со снятием его верхнего структурного яруса)

Как уже отмечалось, территория Туранской плиты изучена широким комплексом геофизических методов. В результате их обобщения и анализа представляется возможным наметить решение многих вопросов геологического строения этой территории и в том числе одного из наиболее интересных, но в то же время одного из самых трудных — вопроса о внутреннем строении складчатого фундамента.

Наблюдаемые геофизические поля содержат существенно различную по своему значению информацию о внутреннем строении фундамента. Известно, что магнитные аномалии, наблюдаемые на поверхности Земли или в воздухе, в основном обусловлены возмущающими объектами, расположенными в толще складчатого фундамента. Однако в целом можно констатировать, что, как и в большинстве других районов платформенных областей (за исключением случаев развития трапových формаций), на территории Туранской плиты отложения чехла являются практически немагнитными и не оказывают сколько-нибудь существенного влияния на распределение магнитных аномалий. Основным фактором, которым определяется магнитное поле, является петрографическая неоднородность и связанные с ней магнитные свойства пород складчатого фундамента.

Так как породы складчатого фундамента обычно характеризуются повышенными магнитными свойствами по сравнению с породами платфор-

менного чехла, особенности рельефа поверхности фундамента будут оказывать непосредственное влияние на величину напряженности магнитного поля. Однако оно, как правило, значительно менее существенно, чем влияние на магнитное поле внутренней неоднородности фундамента. Различия в глубине залегания фундамента обычно проявляются в том, что изменяются интенсивность и другие параметры аномалий, связанные с возмущающими объектами, залегающими внутри толщи фундамента.

Территория Туранской плиты характеризуется двухъярусным строением фундамента, причем его верхний структурный ярус сложен практически немагнитными осадочными породами. Проведенные расчеты показали, что только низы этого комплекса пород в областях значительного погружения фундамента могут быть пронизаны интрузиями магнитных пород (Б. С. Вольвовский и др., 1963). Таким образом, данные магнитометрии в первую очередь дают возможность районировать территорию Туранской плиты по составу пород фундамента, подстилающих его верхний структурный ярус.

Анализ данных магниторазведки был проведен на базе карт, графиков и изолиний аномалий (ΔT)_a, составленных по результатам аэромагнитных съемок.

Столь же важное значение для выяснения строения фундамента имеет анализ гравитационных аномалий (аномалий Буге). Однако на формирование аномалий силы тяжести существенное влияние оказывают не только внутренняя неоднородность фундамента, но и некоторые другие факторы, связанные со строением платформенного чехла и глубинных частей земной коры и верхней мантии. Поэтому при анализе гравитационных аномалий более остро стоит вопрос о разделении их в зависимости от anomaliesобразующих факторов.

Внутренняя неоднородность складчатого фундамента оказывает особенно существенное влияние на характер наблюдаемого поля силы тяжести в районах неглубокого его залегания (до 2—3 км). В таких районах аномалии, обусловленные этим фактором, имеют ограниченные (20—50, редко 100 км) размеры, а интенсивность их в ряде случаев достигает 50—60 мгл. В районах, где поверхность складчатого фундамента залегает глубже 5—6 км, внутренняя неоднородность его уже не вызывает значительных осложнений гравитационного поля, так как влияние небольших по размерам возмущающих тел очень быстро убывает с увеличением глубины их залегания. Так, расчеты показывают, что если аномалия создается сосредоточенной массой, могущей быть аппроксимированной шаром, то при увеличении глубины залегания его центра от 2 до 6 км экстремальное значение гравитационного влияния уменьшается в 9 раз. Поэтому при анализе гравитационных аномалий, так же как и магнитных, с целью выяснения внутреннего строения фундамента необходимо учитывать существенно разный уровень залегания его поверхности в различных районах Туранской плиты.

Как уже указано, большое влияние на гравитационное поле оказывает рельеф поверхности фундамента. Исключение влияния его рельефа позволит более эффективно использовать информацию о внутренней структуре фундамента, содержащуюся в наблюдаемом гравитационном поле. Карта остаточных аномалий освобождена в значительной степени (в зависимости от совпадения выбранных плотностных параметров с действительно существующими) от гравитационного влияния рельефа поверхности фундамента. В связи с тем, что эта карта строилась в достаточно мелком масштабе, при графическом сглаживании на ней не нашел отражения ряд небольших локальных аномалий, связанных с внутренней неоднородностью фундамента. Несмотря на это обстоятельство, карта остаточных аномалий послужила основой для выделения ряда тектонических зон.

Таким образом, районирование территории Туранской плиты с целью выделения зон различного внутреннего строения фундамента со снятием его верхнего структурного яруса проведено на базе анализа перечисленных выше трех карт: магнитных аномалий (ΔT)*a*, аномалий Буге и остаточных гравитационных аномалий.

При выделении погребенных тектонических зон фундамента, кроме геофизических карт, учитывались и особенности строения структур платформенного чехла, выявленные или по геологическим данным, или же по результатам геофизических исследований. Принципиальная возможность использования структурного плана платформенного чехла при тектоническом районировании складчатого фундамента Туранской плиты вытекает из доказанного для этой территории унаследованного развития многих структур чехла.

В основу классификации аномальных зон магнитного и гравитационного полей положены следующие признаки: знак аномалии, ее интенсивность, величина горизонтальных градиентов напряженности поля (возмущенность поля), форма аномалий и их простириание (для линейных аномалий). При районировании территории Туранской плиты все эти признаки учитывались, однако в каждом конкретном случае наиболее характерный признак, по которому наблюдалось наиболее резкое различие зон, являлся определяющим.

Отдельные признаки, например преобладающее направление простирианий аномалий, характеризуют крупные районы, относящиеся к целым складчатым системам, и по ним можно выделять прежде всего тектонические зоны первого порядка. Для этой цели составлена карта сопоставления элементов гравитационных и магнитных аномалий с осями структур платформенного чехла (рис. 51 вкладка, см. в конце книги). На этой карте наблюдается прежде всего удивительно четкое совпадение простирианий магнитных и гравитационных аномалий и осей структур платформенного чехла, что является еще одним достаточно веским доказательством унаследованного развития структур платформенного чехла (по крайней мере несомненной унаследованности их простирианий). Исключение составляет район Гиссара, где наблюдается северо-западное простириание осей магнитных аномалий и юго-восточное простириание осей гравитационных аномалий и структур чехла, что указывает на существенную перестройку структурного плана в процессе геологической истории этого района. Из анализа таких зон несоответствия можно сделать вывод о том, что простириания осей магнитных аномалий отражают более древние структурные соотношения пород фундамента, чем простириания осей гравитационных аномалий.

Определенное значение при районировании территории Туранской плиты имела карта сопоставления положительных магнитных и гравитационных аномалий (см. рис. 39). Эта карта позволяет с большей долей достоверности выделить участки внедрения в толщу фундамента основных или ультраосновных пород (обладающих повышенной плотностью и высокой намагниченностью). Анализ этих сопоставлений показывает, что в очень редких случаях наблюдается полное соответствие магнитных и гравитационных максимумов. Чаще наблюдается их относительное смещение или соответствие магнитного максимума только некоторой части гравитационного максимума. Однако такие соотношения находят объяснения в физической природе магнитных и гравитационных аномалий. Если магнитная и гравитационная аномалия связаны с одним и тем же объектом, то первая будет более локализована.

Некоторые смещения магнитных максимумов относительно гравитационных можно объяснить отклонением направления намагничивания возмущающих объектов от вертикали, а также неоднородной характеристикой плотностных и магнитных свойств возмущающих объектов.

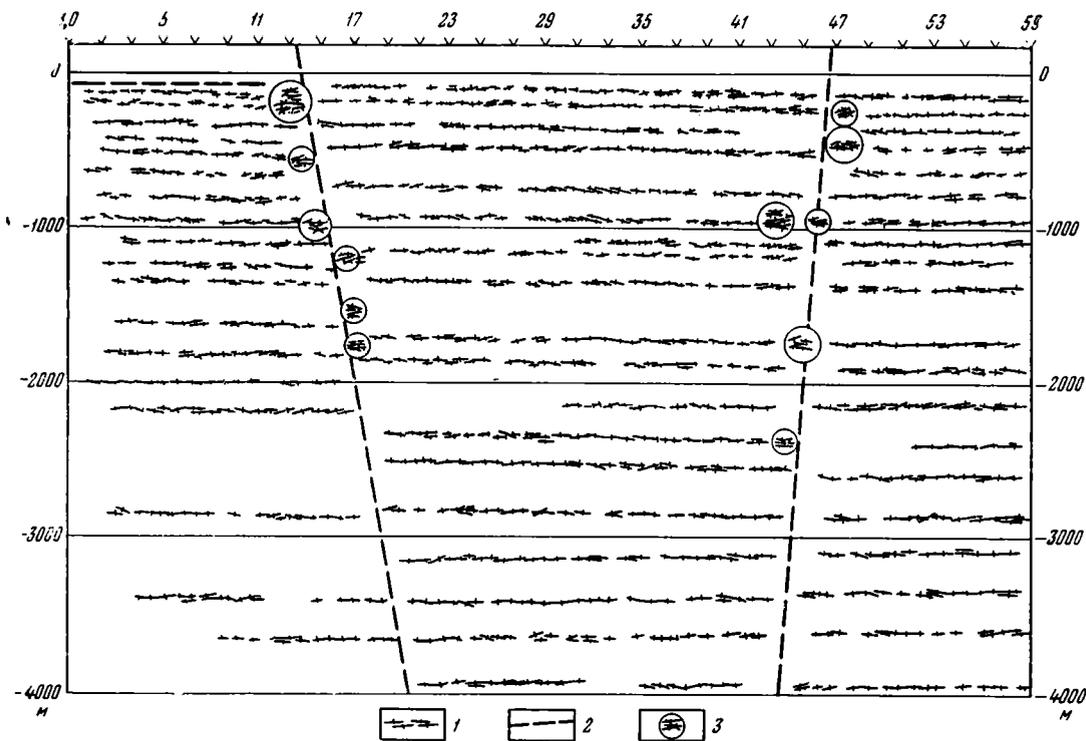


Рис. 52. Сейсмический разрез МОВ (РМП) в зоне тектонического нарушения. Район Фараба (по В. А. Теплицкому).

1 — отражающие площадки; 2 — линия нарушения; 3 — точки дифракции

При районировании территории Туранской плиты, оконтуривании тектонических зон фундамента и особенно определении их границ большое значение имеет выделение и трассирование разломов. Не все разломы фундамента отражаются разрывными нарушениями в платформенном чехле. С некоторыми из них связаны флексуры в слоях платформенного чехла, другие вообще не имеют никакого отражения в чехле, являясь «залеченными», погребенными, разломами. Поэтому данные геофизических исследований являются основными источниками для выделения и трассирования разломов в фундаменте.

Выделение и трассирование разломов в фундаменте проведено по следующим характерным особенностям магнитного и гравитационного полей:

- 1) по линиям резкого изменения характера магнитного или гравитационного полей;
- 2) по линейным полосовым зонам высоких градиентов силы тяжести;
- 3) по линиям полосовых положительных или отрицательных магнитных аномалий.

Совокупность указанных признаков в ряде случаев позволила выделить разломы с большой достоверностью. Серьезным подтверждением выделенных разломов фундамента является наличие унаследованных дизъюнктивных нарушений в отложениях платформенного чехла.

В отложениях платформенного чехла по сейсмическим данным разломы выделяются достаточно четко (по особенностям записи отраженных и преломленных сейсмических волн). При наличии опорного отражающего горизонта иногда удается определить направление плоскости сбрасывателя (рис. 52). Амплитуда разлома определяется по резкому смещению

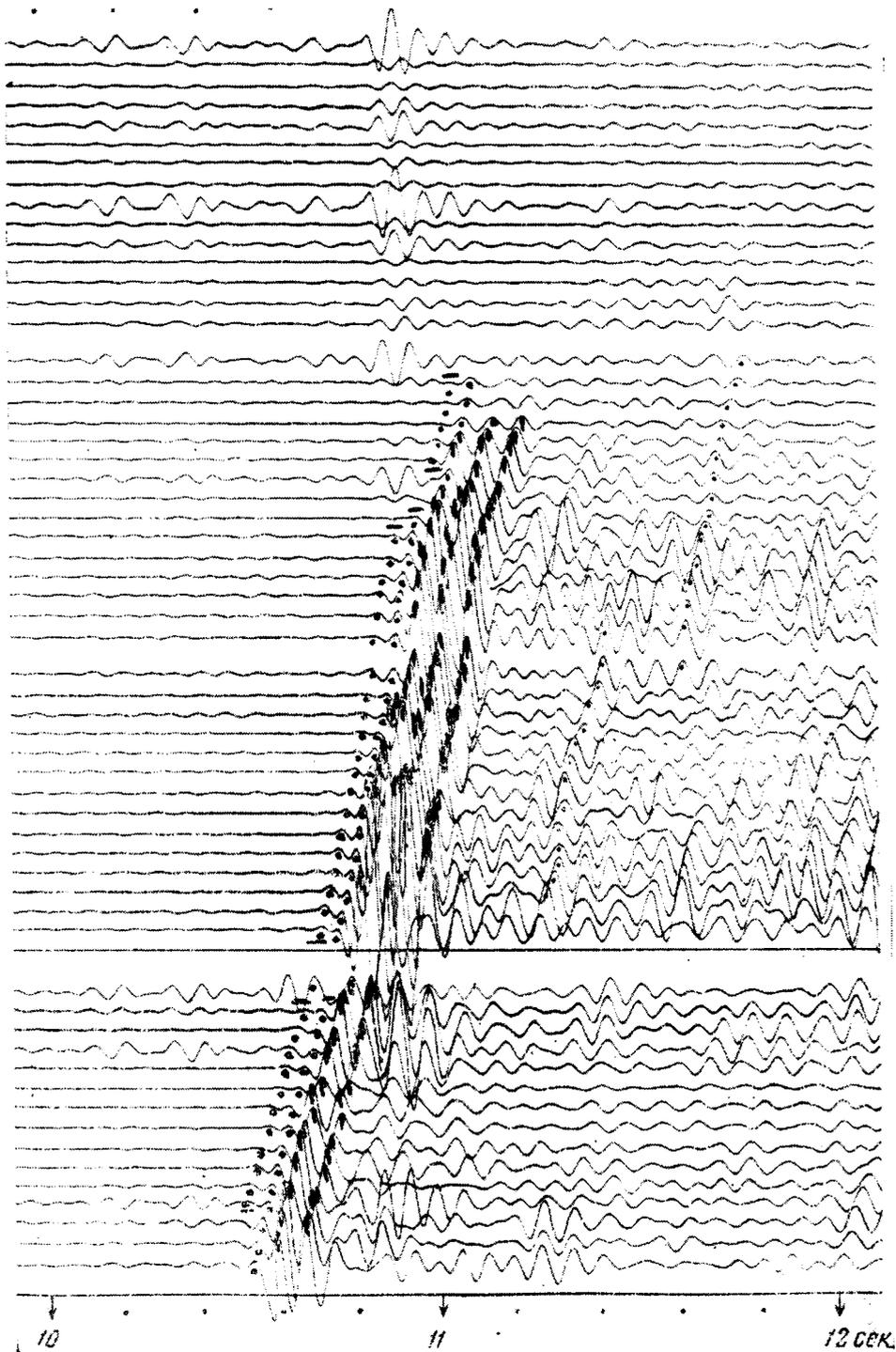


Рис. 53. Резкое затухание преломленных сейсмических волн над разломами.
Ферганская межгорная впадина

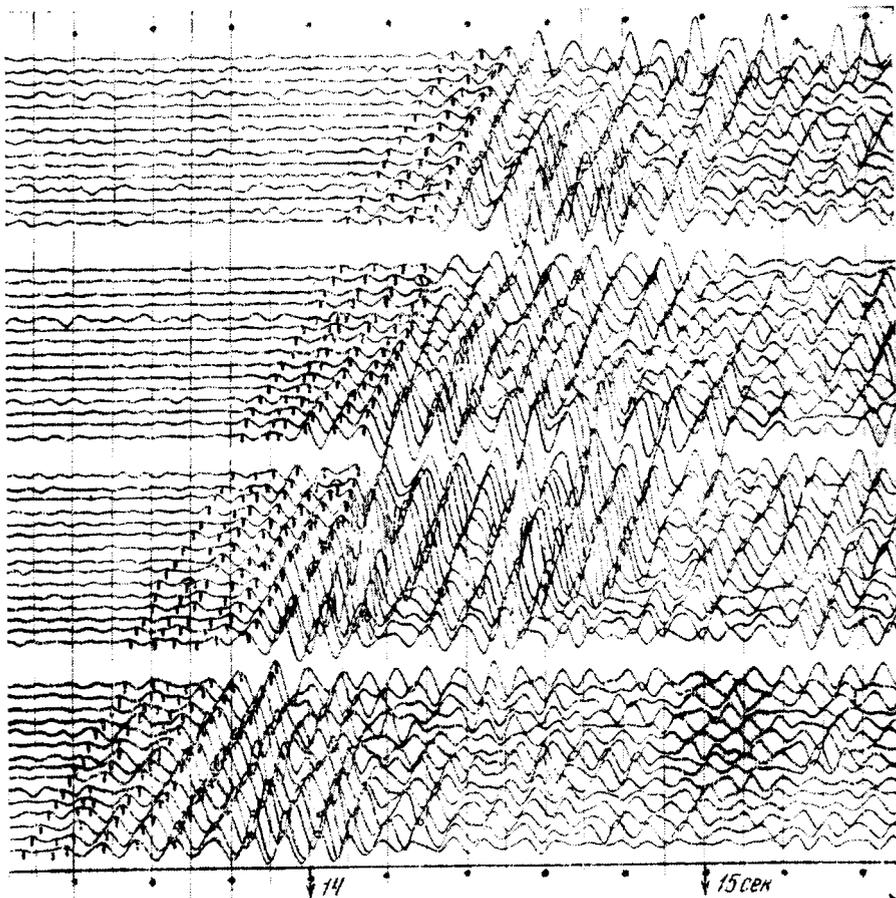


Рис. 54. Запись дифрагированных волн над разломами в фундаменте в районе Ассакеауданского прогиба, Хоскудук (по материалам В. Г. Белоусова)

осей синфазности опорного отражения во времени. Нередко нарушение устанавливается в пределах одной сейсмограммы.

Чаще, даже при наличии опорного отражения, зону дробления удается выделить по резкому затуханию записи, искривлению осей синфазности, наличию дифрагированных волн. Обычно для таких зон характерна интерференционная запись от сложения различно ориентированных осей синфазности, которые на разрезе в виде различно ориентированных отражающих площадок заполняют разломную зону.

Достаточно четко разломы выделяются и на записи преломленных волн. Обычно им соответствует резкое anomальное затухание записи (рис. 53), искривление осей синфазности, наличие дифрагированных волн (рис. 54), резкое изменение характера сейсмического разреза (исчезновение опорных горизонтов, резкая смена граничных скоростей, появление нескольких новых горизонтов). Иногда разломы при исследованиях КМПВ выделяются по наличию вертикального смещения или крутого уступа по непрерывно коррелируемому горизонту.

Схема основных разломов фундамента Туранской плиты с геолого-геофизическим обоснованием их выделения представлена на рис. 55.

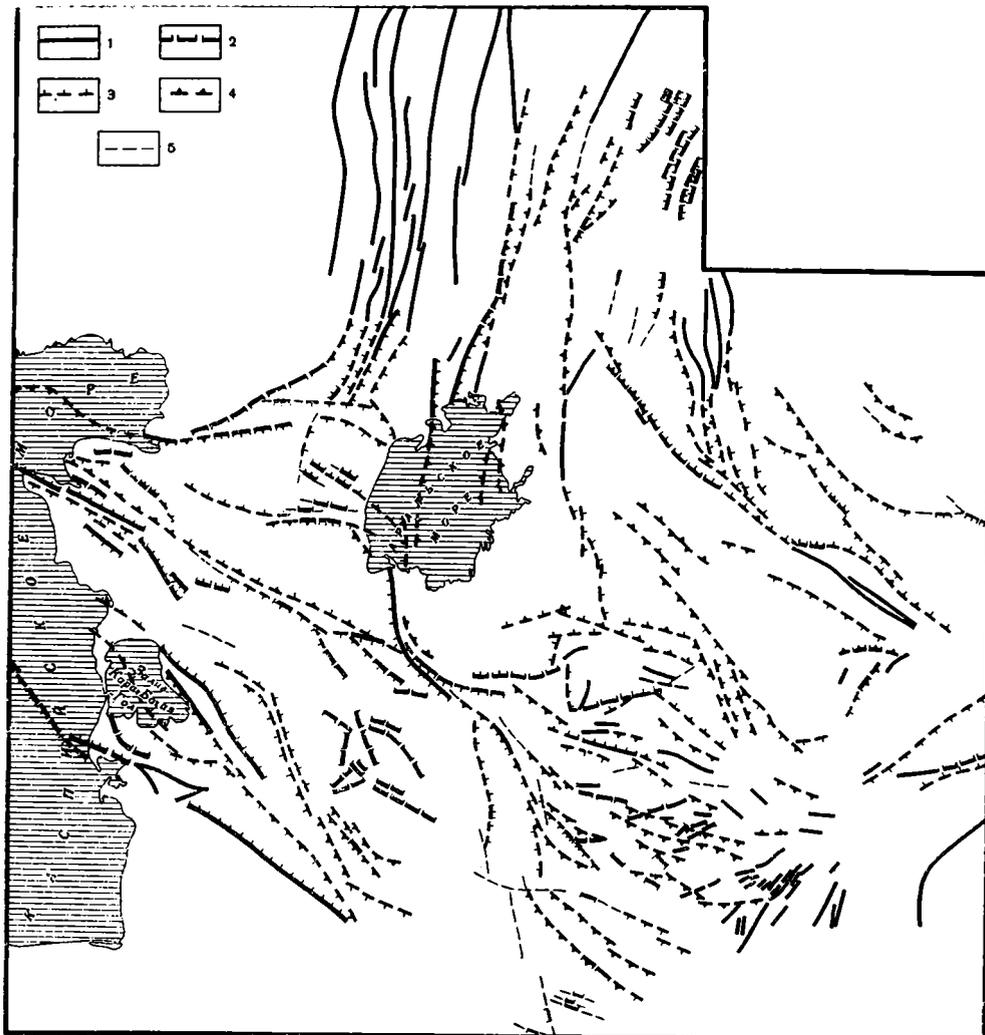


Рис. 55. Схема основных разломов Туранской плиты.

Разломы, выделенные: 1 — на поверхности, 2 — по данным бурения или сейсморазведки, 3 — по данным гравиметрии, 4 — по данным магнитометрии, 5 — предполагаемые

Таким образом, в результате районирования по комплексным геолого-геофизическим данным, на территории Туранской плиты выделены ее различные тектонические зоны. Решение вопроса о вероятном строении фундамента выделенных зон проведено методом аналогий.

Если на участках с обнаженным фундаментом зафиксированы определенные особенности связи между геофизическими полями и строением фундамента, то, проследив эти особенности в тех областях, где фундамент перекрыт платформенным чехлом, можно выяснить строение фундамента в закрытых районах. Так, например, на участках южного погружения Урала, где обнажаются породы складчатого фундамента, устанавливается отчетливое прямое соответствие простираний выявленных крупных палеозойских структур с направлениями осей магнитных и гравитационных аномалий, причем эти простирания хорошо выдержаны в меридиональном направлении. Они были прослежены на территории, перекрытой платформенным чехлом, и, таким образом, наметили подземные продолжения

крупных структур Урала. Другие признаки геофизических полей позволили здесь выделить определенные структурно-фациальные зоны внутри складчатой системы.

На территориях, значительно удаленных от участков с обнаженным фундаментом, особое значение приобретают данные пробуренных скважин и сейсмических (в основном КМПВ) исследований. Выявленные на основании этих работ сведения о строении фундамента, с учетом характерных признаков магнитного и гравитационного полей, могут быть распространены на смежные территории.

СТРУКТУРНАЯ СХЕМА ПОДОШВЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ (поверхности Мохоровичича)

Для построения структурной схемы поверхности Мохоровичича (М) использованы материалы глубинного сейсмического зондирования, выполненного по ряду маршрутов по полной корреляционной системе наблюдений, материалы глубинного сейсмического зондирования, выполненного в некоторых районах Юго-Западной Туркмении, Северного Тянь-Шаня¹ и Каспийского моря по системе кусочно-непрерывного профилирования и по системе зондирования, а также результаты регистрации больших взрывов, профильных и площадных сейсмологических наблюдений.

Материалы глубинного сейсмического зондирования принимались как опорные. Там, где глубины до поверхности Мохоровичича, определенные по разным наблюдениям, существенно различались, применялись более точные методы. В этом случае результаты менее детальных исследований либо корректировались и использовались при построении схемы, либо не учитывались.

Результаты сейсмологических наблюдений в большинстве случаев в общем качественно согласуются с данными ГСЗ. Однако иногда те и другие сильно различаются значениями глубин залегания поверхности М. При небольших расхождениях сейсмологические данные, осредненные по возможно большему числу определений, использовались для построения структурной схемы. К сожалению, более широкое использование сейсмологических материалов в значительной мере затруднено из-за отсутствия объективной оценки их достоверности и точности, даже со стороны самих авторов работ (Булин, 1963; Рябой, 1965 г.). Материалы сейсмических и сейсмологических исследований экстраполировались на прилегающую территорию в соответствии с выявленными закономерными связями между аномальным гравитационным полем (в редукции Буге) и характером изменения мощности земной коры.

На схеме соответствующим условным знаком показаны точки, в которых определены глубины до поверхности М, при различной методике применявшихся исследований. При непрерывном профилировании положение условного знака соответствует точке, через которую проведена изогипса и, следовательно, стоящая у знака цифра является одновременно и цифровой изогипсы, т. е. на карту нанесены точки, соответствующие определенной глубине залегания поверхности М на сейсмическом разрезе по профилю ГСЗ через интервалы, соответствующие выбранному сечению изогипс. Около условных знаков, соответствующих менее детальным исследованиям, показаны определенные в точках глубины. В некоторых случаях это средние значения для достаточно больших территорий (особенно, когда приведены результаты регистрации землетрясений и специальных взрывов). Данные гравиметрии использовались для интерполяции глубин

¹ Структурная карта поверхности М охватывает не только территорию Туранской плиты, но и прилегающие к ней с юга и юго-востока горные районы. Поэтому в этой главе рассмотрены результаты сейсмических исследований земной коры Копет-Дага и Тянь-Шаня.

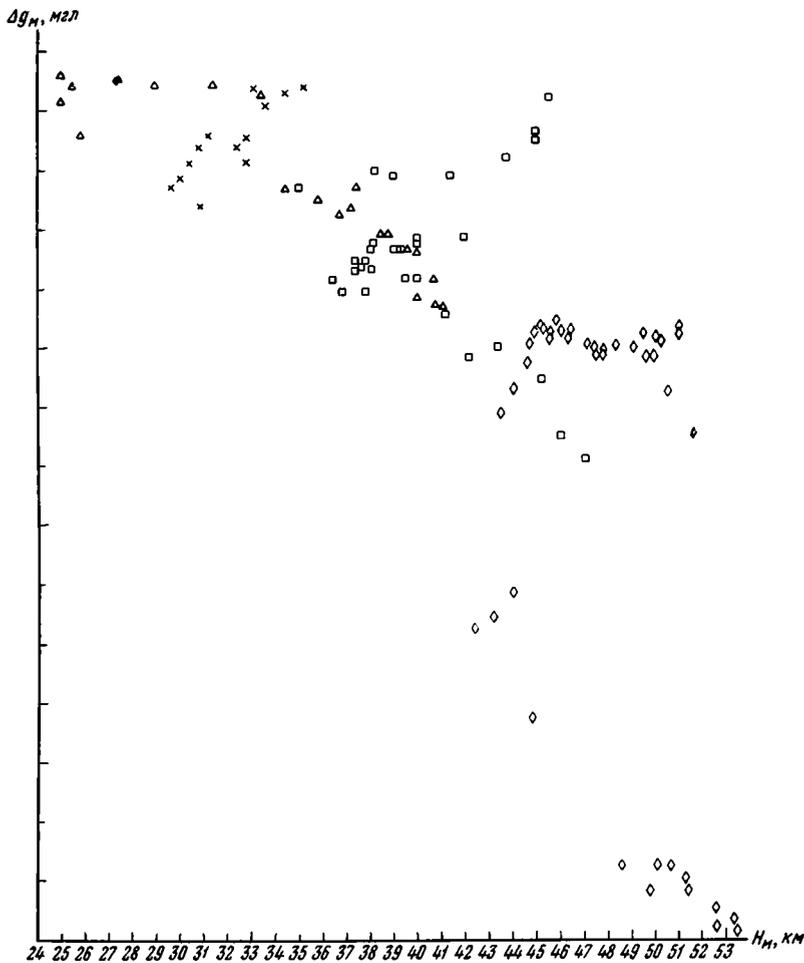


Рис. 56. График зависимости между аномалиями Буге (Δg_n) и глубиной залегания поверхности Мохоровичича (H_n).

Условные обозначения те же, что на рис. 41

между опорными определениями и для рисовки изолиний. Соответствующие расчеты глубин велись на основании конкретной зависимости $H_n(\Delta g_n)$ для каждого данного района. Это связано с тем, что проведенный корреляционный анализ соотношения глубины залегания границы М, выявленной по профилям ГСЗ и аномалиями Буге, показал, что между этими величинами не удастся установить универсальную зависимость для всей территории Туранской плиты (рис. 56). То же самое наблюдается и при анализе соотношений между глубиной залегания границы М и остаточными аномалиями (рис. 57), т. е. здесь также не удастся наметить определенный тип связи между этими величинами для всей территории Туранской плиты. Тем не менее на более ограниченных ее участках выявляется достаточно тесная корреляционная связь между глубинами залегания границы М и аномалиями Буге. Существование таких связей установлено ранее для территории Ферганской межгорной впадины и Бухаро-Хивинской области, причем для последней — определенным образом трансформированных аномалий Буге (И. С. Вольвовский, Рябой, Шрайбман, 1963).

Таким образом, при построении схемы глубины залегания поверхности Мохоровичича сейсмические данные, полученные на профилях ГСЗ,

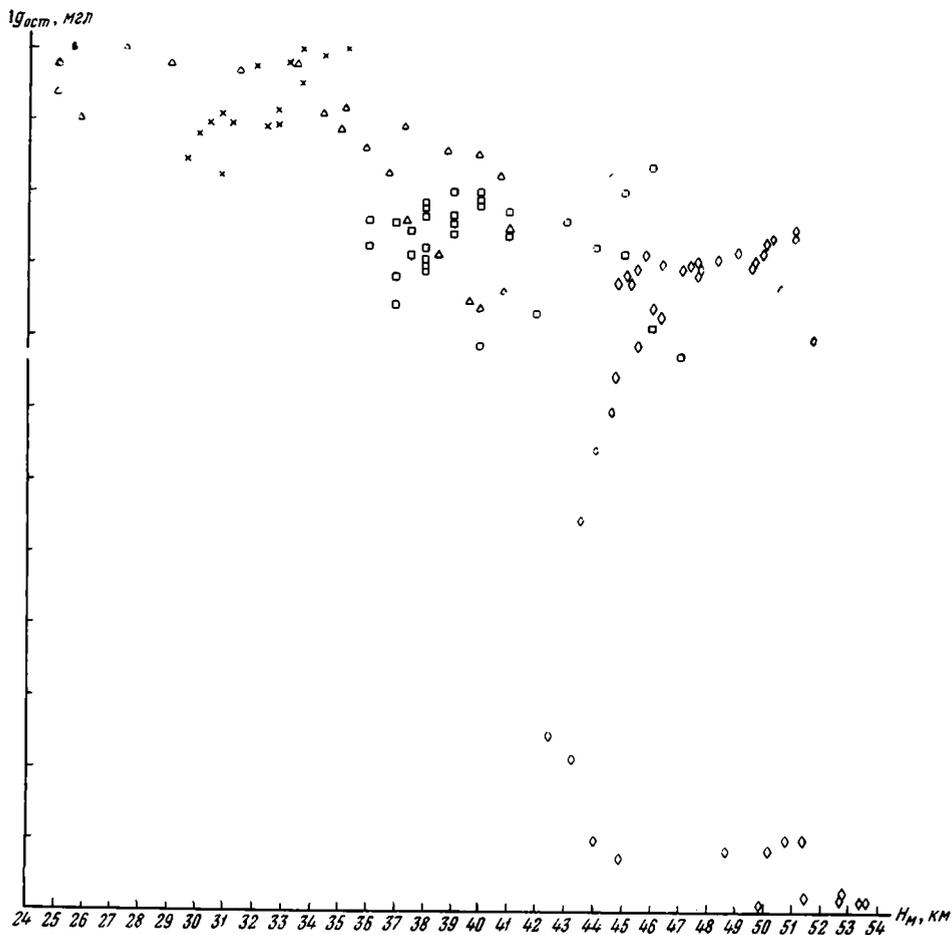


Рис. 57. График зависимости между остаточными аномалиями ($\Delta g_{\text{ост}}$) силы тяжести и глубиной залегания поверхности Мохоровичича (H_M).

Условные обозначения те же, что на рис. 41

экстраполировались только на прилегающую к профилям территорию в соответствии с выявленными закономерными связями между аномалиями Буге и глубиной залегания поверхности М.

Подробно результаты сейсмических исследований земной коры, использованные при составлении схемы, рассмотрены ниже.

Результаты сейсмологических исследований. Первые, самые общие представления о строении и мощности земной коры Туранской плиты сложились на основании сейсмологических данных. Еще в 1935 г. Е. А. Розова при регистрации сейсмических волн от близких землетрясений определила мощности «гранитного» и «базальтового» слоев земной коры и глубину залегания поверхности Мохоровичича для равнинных территорий Средней Азии, соответственно равные 25, 23 и 48 км. В 1952 г. при интерпретации материалов больших взрывов В. И. Бунэ и Е. М. Бутовская получили в общем такие же средние мощности «гранитного» и «базальтового» слоев (соответственно 20 ± 5 и 30 ± 10 км) и определили глубину залегания поверхности М, равную 50 км.

В 1954 г. С. С. Андреев (Андреев и др., 1954) опубликовал более конкретные данные о мощностях слоев земной коры для некоторых районов Юго-Западной Туркмении (табл. 7):

Мощности слоев земной коры для некоторых районов
Юго-Западной Туркмении

| Район | Мощности слоев, км | | Глубина залегания поверхности Мохоровичича, км |
|---------------------|--------------------|----------------|--|
| | «гранитного» | «базальтового» | |
| Ташарват | 18,0 | 14,0 | 32,0 |
| Аджикую | 17,5 | 12,0 | 35,5 |
| Давата | 21,2 | 14,2 | 44,3 |
| Чильмамед | 16,9 | 12,1 | 38,3 |
| Бешшинги | 21,0 | 11,1 | 40,2 |

Н. К. Карапетян при регистрации близких землетрясений определил глубину залегания поверхности М для северной части Каспийского моря, равную 35 км, для Краснодарского полуострова — 43 км.

На карте рельефа поверхности Мохоровичича, составленной Н. К. Булиным (1963) для территории Туркменской ССР по результатам профильных сейсмологических исследований, отмечается погружение поверхности М с севера на юг и с запада на восток. Эта закономерность в ряде мест осложняется наличием весьма обширных по площади и значительных по амплитуде впадин и поднятий поверхности М, при разнице максимальных и минимальных отметок до 15 км. В пределах Центральной и Восточной Туркмении выделяются три поднятия поверхности М — Центрально-Каракумское, Восточно-Каракумское и Репетекское. Мощности консолидированной коры очень неодинаковы. Участки минимальной мощности (25—30 км) локализуются в полосе, протягивающейся в запад-северо-западном направлении от Каспийского моря до среднего течения Аму-Дарьи, а также в районе Ташауза. Зона повышенных значений протягивается узкой полосой вдоль Копет-Дага и проходит почти через весь юго-восток Туркмении.

На схеме изоглубин поверхности Мохоровичича, построенной И. Л. Нерсесовым по результатам сейсмологических исследований 1955—1959 гг. (Крестников и Нерсесов, 1962), район между Ферганской межгорной впадиной и горной системой Памира характеризуется средней мощностью коры 50 км. Горная система Памира имеет большую толщину коры — порядка 60—65 км. Примерно такая же толщина коры под Гиссарским хребтом, ограничивающим с севера Таджикскую депрессию. Кора в Таджикской депрессии имеет толщину около 45 км. В Нарынской впадине и прилегающей к ней части Ферганского хребта зафиксирована глубина 40 км.

В. И. Уломов (1959) определил строение земной коры по профилю, пересекающему Таджикскую депрессию и западные отроги Тянь-Шаня. Глубина залегания поверхности «базальтового» слоя вдоль профиля варьирует в очень больших пределах — от 8—10 км в горных областях Тянь-Шаня до 20—30 км под равнинными участками земной поверхности. Наименьшей мощности (около 10—15 км) «базальтовый» слой достигает в Таджикской депрессии. Абсолютная глубина залегания поверхности М колеблется от 40 до 50 км.

На построенной В. И. Уломовым (1962) по результатам площадных сейсмологических исследований схеме строения земной коры Памиро-Тянь-Шаньской зоны поверхность М имеет относительно спокойное залегание. У г. Ташкента глубина залегания поверхности М 45 км. Такие же глубины характерны и для района Ферганской впадины, хотя в ее центре мощ-

ность земной коры увеличивается до 50—55 км. Сравнительно небольшие глубины залегания границы М и в районе Иссык-Куля (42—45 км). В районе Чаткальского хребта мощность земной коры увеличивается до 60 км, а на Северном Памире она достигает наивысших значений — 75 км.

Глубина залегания поверхности «базальтового» слоя изменяется в очень широких пределах (от 5—8 до 40—50 км). Области ее наибольшего поднятия расположены в районе Иссык-Куля, между хребтами Мулдатау, Ферганским и Атбаш. Небольшую глубину залегания поверхность Конрада имеет и в центре Ферганской межгорной впадины. В зоне сочленения Северного и Центрального Тянь-Шаня и под Чаткальским хребтом поверхность Конрада опускается до 30 км, а в районе Дарвазского хребта и хр. Академии наук достигает максимального погружения 45—50 км.

Результаты глубинного сейсмического зондирования (кусочно-непрерывное профилирование и точечные зондирования). На построенной по результатам работ ГСЗ схеме мощности земной коры юго-западных районов Туркмении (Косминская, 1957) выделяются области повышенных и пониженных мощностей коры. Наименьшая мощность земной коры (менее 30 км) наблюдается в районе Большого Балхана, наибольшая (более 40 км) — в Западно-Туркменской впадине. Район «Балханского коридора» характеризуется мощностями коры от 30 до 40 км, причем наблюдается резкий спуск границы М в сторону Западно-Туркменской впадины. По наблюдениям в отдельных точках определены глубины залегания поверхности М в следующих пунктах: Бами 32 км, Арчман 36 км и Мегион 40 км. В направлении оз. Ясхан — Ашхабад поверхность М погружается под углом около 3°.

Глубина залегания поверхности «базальтового» слоя колеблется от 12—14 км на Большом Балхане до 20—25 км в Западно-Туркменской впадине. Таким образом, строение земной коры в Западной Туркмении по данным этих работ имеет некоторые особенности. Например, мощность земной коры под хр. Большой Балхан меньше, чем в Западно-Туркменской впадине, и близка к мощностям коры на прилегающих платформенных участках. Глубоких и больших «корней» хребет не имеет. Южнее Большого Балхана земная кора утолщается, образуя корни не только под горами Кюрен-Даг, но и под современной равниной Западно-Туркменской впадины.

Исследования Ю. Н. Година (1957б) показали несколько более сложное строение земной коры Юго-Западной Туркмении. Хр. Большой Балхан не имеет корней, так как граница М в его области зарегистрирована на меньшей глубине, чем в прилегающих районах. При этом блок земной коры, соответствующий хребту, очень раздроблен.

По материалам исследований 1956 г. на Каспийском море (Гагелганц и др., 1958; Косминская, 1961) составлены карты рельефа поверхности «гранитного», «базальтового» слоев и поверхности М и дано истолкование особенностей строения земной коры: в области эпигерцинской платформы земная кора имеет толщину 30—35 км и состоит из небольшого слоя осадочных пород, «гранитного» слоя, в который включены также метаморфизованные породы палеозоя, и «базальтового» слоя. Мощность «базальтового» слоя на востоке больше мощности «гранитного». В зоне перехода от платформы к прогибу Кавказа соотношения изменяются: «гранитный» слой становится тоньше и резко возрастает мощность осадочной толщи. При переходе к Южно-Каспийской впадине «гранитный» слой совсем исчезает и мощная толща осадочных пород (свыше 20 км) непосредственно налегает на «базальтовый» слой. Мощность коры в области впадины 40—45 км. Таким образом, в области Южного Каспия наблюдается переход от трехслойной коры к двухслойной с исчезновением собственно «гранитного» слоя. В этом смысле земная кора этого района напоминает «океаническую».

По результатам работ Е. Н. Багинской, Я. Я. Кагана и др. (Донабедов и др., 1962) по профилю Бекдаш — Карши (1—1)¹ отмечено слабое погружение поверхности М с севера на юг от 30 до 35 км. Глубина залегания поверхности «базальтового» слоя 20—25 км (рис. 58).

По закрытческим отраженным волнам, выделенным Э. Г. Даниловой на крайнем северо-западе Туркмении (район Фетисово), глубина залегания поверхности М равна 32 км.

В результате исследований 1955 г. в Памиро-Алайской зоне (Гамбурцев и др., 1957; Косминская, Михота, Тулина, 1958) выявлены общие черты строения земной коры некоторых районов Южного Тянь-Шаня и Северного Памира. Поверхность М и поверхность «базальтового» слоя в этих районах имеют близкое простирание и погружаются с северо-востока на юго-запад. В рельефе глубинных границ отмечается впадина, ось которой имеет практически меридиональное простирание в районе хр. Академии наук и почти широтное — под Алайским хребтом. В центральной части впадины, расположенной в области высоких горных вершин, мощность земной коры превышает 70 км, при мощности «гранитного» слоя свыше 40 км. На севере района исследований мощности коры 45—50 км, при мощности «гранитного» слоя 15—10 км.

Результаты глубинного сейсмического зондирования (непрерывное профилирование). С 1958 г. на Туранской плите проводятся сейсмические исследования земной коры по методике глубинного сейсмического зондирования на непрерывных профилях. Ниже рассмотрены результаты этих исследований.

Профиль ГСЗ Кара-Богаз-Гол — Карашор (2—2) с северо-запада на юго-восток от зал. Кара-Богаз-Гол до солончака Карашор пересекает Туаркыр-Капланкырскую зону поднятий (рис. 59). При его сравнительно небольшой длине (около 200 км) отмечено довольно значительное изменение глубины залегания поверхности М — от 30 км на крайнем юго-востоке до 37 км на северо-западной периклинали Туаркыра (Г. В. Краснопевцева и В. И. Рыжов, 1962 г.). Поверхность М, при региональном уклоне на северо-запад, образует ряд крупных поднятий и прогибов, соответствующих Карабогазскому и Карашорскому поднятиям поверхности фундамента и синклиналиной зоне между Туаркыром и Кара-Богаз-Голом. На концах профиля выделяются зоны разломов, подчеркивающие блоковый характер строения земной коры. Поверхность консолидированной коры и поверхность Конрада залегают в общем согласно с поверхностью М. Промежуточные границы в «гранитном» слое на отдельных участках имеют аномальное залегание, несогласное с поверхностями слоев и между собой. Мощность «базальтового» слоя здесь сравнительно невелика, всего 9—10 км. Мощность «гранитного» слоя изменяется

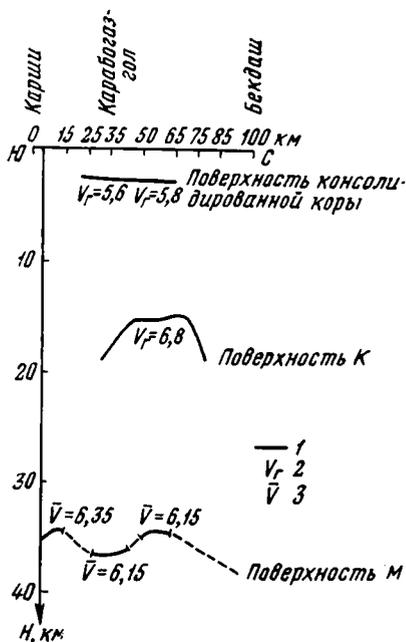


Рис. 58. Сейсмический разрез земной коры по профилю ГСЗ (кусочно-непрерывное профилирование) Бекдаш — Карши (1—1). 1958 г., КЮГЭ АН СССР, ВНИИ геофизика (по А. Т. Донабедову, Т. Л. Коровиной, К. В. Тпнареву).

1 — сейсмические границы; 2 — значения граничных скоростей в км/сек; 3 — значения средних скоростей в км/сек

¹ Цифрами обозначены профили ГСЗ на рис. 17.

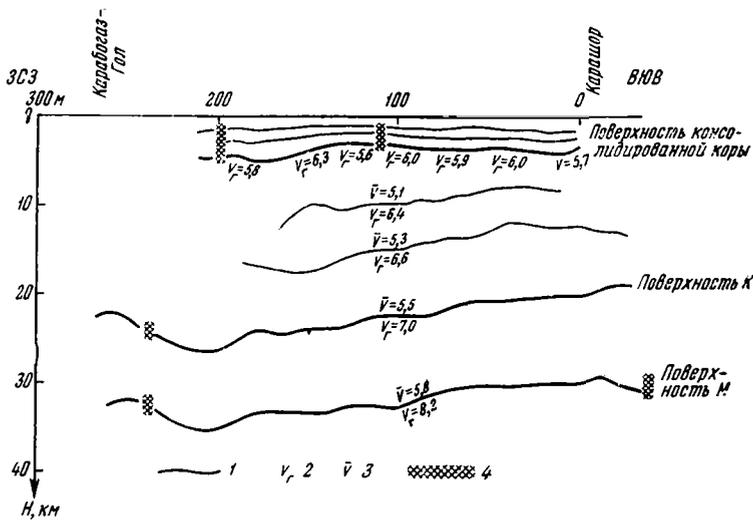


Рис. 59. Сейсмический разрез земной коры по профилю ГСЗ Кара-Богаз-Гол — Карашор (2—2), 1961 г., ВНИИгеофизика (по Г. В. Краснопевцевой и В. И. Рыжову).

1 — сейсмические границы; 2 — значения граничных скоростей в км/сек; 3 — значения средних скоростей в км/сек; 4 — зоны аномальной сейсмической записи, возможно, связанные с глубинными разломами

от 16 км на юго-востоке профиля до 20—22 км к северо-западу от Туаркыра. Таким образом, увеличение мощности земной коры в северо-западном направлении происходит исключительно за счет увеличения мощности «гранитного» слоя. Глубина залегания поверхности консолидированной коры по профилю изменяется от 1 до 5 км. При сравнительно небольшом уклоне границы на северо-запад такой резкий перепад глубин обусловлен наличием выступов и впадин, средний же уровень залегания поверхности «гранитного» слоя 3—4 км.

Профиль ГСЗ Копет-Даг — Аральское море (3—3) с юга на север от предгорий Копет-Дага до юго-восточного берега Аральского моря пересекает область Предкопетдагского краевого прогиба, Центрально-Каракумский свод, Хорезмско-Измаильский прогиб, юго-западное погружение Султан-Уиздага и южный склон Восточно-Аральской впадины (рис. 60).

Мощность земной коры (глубина залегания поверхности М) вдоль линии профиля изменяется от 48—51 км в Предкопетдагском прогибе до 36—38 км на Центрально-Каракумском своде и в Южном Приаралье (В. З. Рябой, 1965 г.). В районе Султан-Уиздага отмечается локальное увеличение мощности земной коры. Здесь глубина залегания поверхности М 46—48 км. В общем по профилю все основные границы в земной коре залегают согласно, так что крупные тектонические элементы, выделяемые по поверхности фундамента, находят свое отражение и в рельефе поверхности М. Обращенный рельеф подошвы земной коры соответствует только Султан-Уиздагу. В консолидированной коре, кроме ее поверхности и подошвы, выделяются три границы, характеризующиеся граничными скоростями 6,4—6,7, 6,5—6,9 и 7,0—7,2 км/сек. Глубины их залегания по профилю изменяются от 4—8 до 30—35 км; мощность заключенных между ними пород изменяется от 4—5 до 6—7 км. Изменение мощности земной коры по профилю происходит в основном за счет изменения мощности платформенного чехла, и лишь в районе Султан-Уиздага — за счет

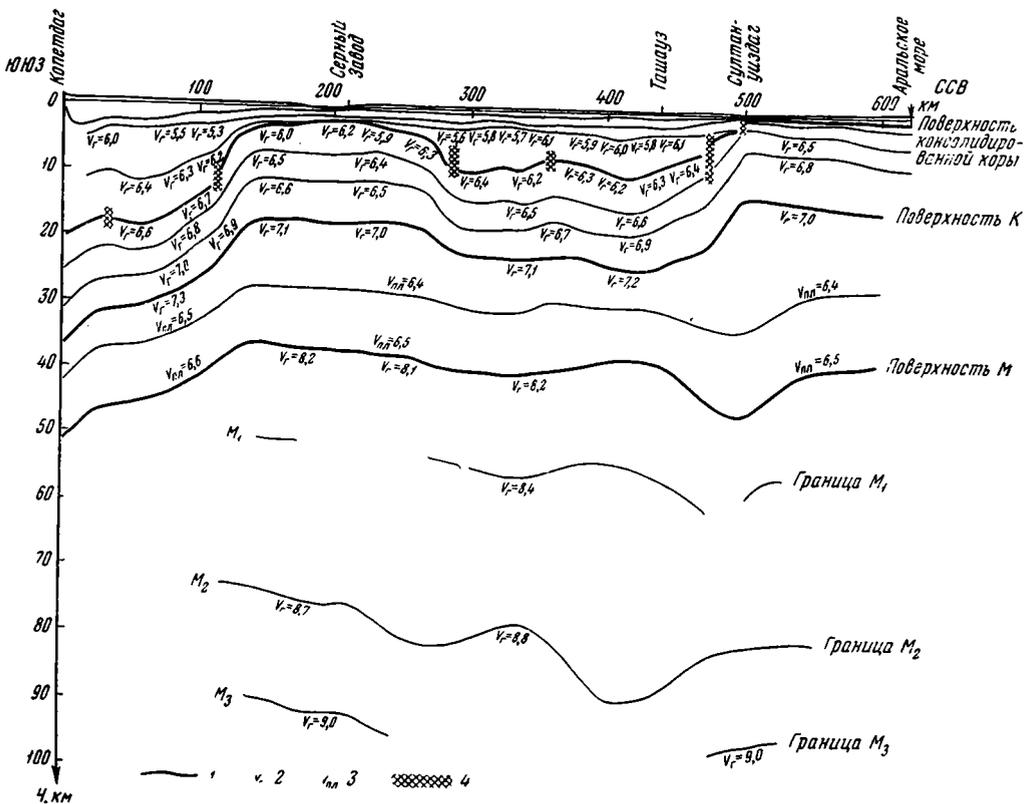


Рис. 60. Сейсмический разрез земной коры по профилю ГСЗ Копет-Даг—Аральское море (3—3). 1965 г., Контора «Спецгеофизика» (по В. З. Рябому).

1 — сейсмические границы; 2 — значения граничных скоростей в км/сек; 3 — значения средних пластовых скоростей в км/сек; 4 — зоны аномальной сейсмической записи, возможно, связанные с глубинными разломами

разрастания мощности слоя, ограниченного сверху границей с $V_r = 7,0-7,2$ км/сек и, очевидно, соответствующей поверхности Конрада. В этом случае мощность «гранитного» слоя составляет 12—16 км, средняя мощность «базальтового» слоя 16 км, но резко увеличивается в районе Султан-Уиздага до 30 км.

Профиль Копет-Даг—Аральское море является единственным из рассматриваемых профилей ГСЗ, на котором корреляционно прослежены границы раздела в верхней мантии Земли до глубин 110—120 км. Их здесь выделено четыре — $M_1, 2, 3, 4$.

Граница M_1 ($V_r = 8,4$ км/сек) находится на глубине 50—60 км, т. е. на 10—15 км глубже поверхности М и залегает с ней в общем согласно. Глубина залегания границы M_2 ($V_r = 8,7-8,8$ км/сек) изменяется по профилю от 70 до 90 км. Характерной особенностью этой границы является ее несогласное залегание с поверхностью М, т. е. погружению поверхности М в районе Султан-Уиздага соответствует поднятие по границе M_2 , уменьшению глубины залегания границы M_2 к Копет-Дагу соответствует погружение поверхности М и т. д. (рис. 60). Границы M_3 ($V_r = 9,0$ км/сек) и M_4 ($V_r = 9,5$ км/сек) залегают в общем согласно с предыдущей границей, соответственно на глубинах 90—95 и 110—120 км.

По профилю выделяются три зоны разломов, пронизывающих всю кору: в области сочленения Предкопетдагского прогиба с Копет-Дагом и Центрально-Каракумским сводом и в прибортовой части Восточно-Аральской впадины.

Профиль ГСЗ Копет-Даг — Ферганский хребет (4—4) проходит с юго-запада на северо-восток от горных сооружений Копет-Дага, пересекая зону Предкопетдагского краевого прогиба, Бахардокскую периплатформенную моноклираль, северо-западную часть Мургабской впадины и примыкающие районы Заунгузских Каракумов, Бухаро-Хивинскую зону, Голодную степь и в почти широтном направлении Ферганскую межгорную впадину (рис. 61). Мощность земной коры вдоль линии профиля изменяется от 38—40 км в районе Нуратау до 50—55 км в центре Ферганской межгорной впадины и в зоне Предкопетдагского краевого прогиба (Б. С. Вольвовский и др., 1964). В пределах эпигерцинской платформы мощность земной коры остается почти постоянной и не превышает 40—45 км. При пересечении западных отрогов Тянь-Шаня (Нуратинские и Зеравшанские горы) поверхность М образует крупный свод с амплитудой до 15 км и размерами по линии профиля до 30 км. В сторону как Копет-Дага, так и Тянь-Шаня отмечается сначала постепенное, а затем резкое погружение поверхности М. Ферганской межгорной впадине соответствует крупный прогиб по поверхности М, причем он отмечается по всем горизонтам. Амплитуда прогиба увеличивается с глубиной и по поверхности М достигает 14 км. Ось прогиба с глубиной смещается на восток, величина смещения (по отношению к оси прогиба фундамента) достигает 40 км. Почти у самого Копет-Дага поверхность М резко обрывается на юг и в пределах профиля достигает глубины 55 км. Мощность «базальтового» слоя по профилю почти не изменяется и составляет 18—20 км. Она лишь несколько сокращается (до 14 км) в своде Зеравшано-Нуратинского поднятия поверхности М. Мощность «гранитного» слоя по профилю изменяется довольно значительно, причем резкое увеличение ее значений начинается в восточной части Бухаро-Хивинской зоны ступеней, в области выклинивания верхнего структурного яруса фундамента, и продолжает возрастать к центральной части Ферганской межгорной впадины. Таким образом, по профилю отмечается сравнительно выдержанная мощность «гранитного» слоя в пределах Туранской плиты (18—20 км) и увеличенная — в центре Ферганской межгорной впадины (26 км). В «гранитном» слое выделяется граница раздела, залегающая в общем согласно с его поверхностью и отстоящая от нее на 9—10 км. В зонах сочленения краевого прогиба Копет-Дага и Туранской плиты, в районе Аму-Дарьи и по бортам Ферганской впадины, обнаружены тектонические нарушения. Они выделяются в верхних горизонтах по данным бурения и сейсморазведки и достаточно отчетливо прослеживаются на всю толщу земной коры, проявляясь в ее консолидированной части в виде довольно крупных (10—15 км) зон дробления.

Профиль ГСЗ Вуадиль — Абадан (5—5) пересекает Ферганскую межгорную впадину в поперечном направлении, в ее наиболее широкой части. Как и на широтном профиле, здесь по всем горизонтам, залегающим в общем согласно, также отмечается синклинальное строение (рис. 62). Мощность земной коры увеличивается от бортов впадины к центру от 46—48 до 50—52 км. Мощности «гранитного» и «базальтового» слоев соответственно равны 22—26 и 16—20 км и также увеличиваются к центру (И. С. Вольвовский, Рябой, Шрайбман, 1962а). Наиболее сложное строение глубинные границы имеют в прибортовых частях, где они образуют антиклинальные перегибы, осложненные серией тектонических нарушений.

Профиль ГСЗ о. Огурчинский — Сарыкамышская впадина (6—6) с юго-запада на северо-восток от Каспийского моря до Сарыкамышских озер пересекает Большой Балхан, Карабогазский свод,

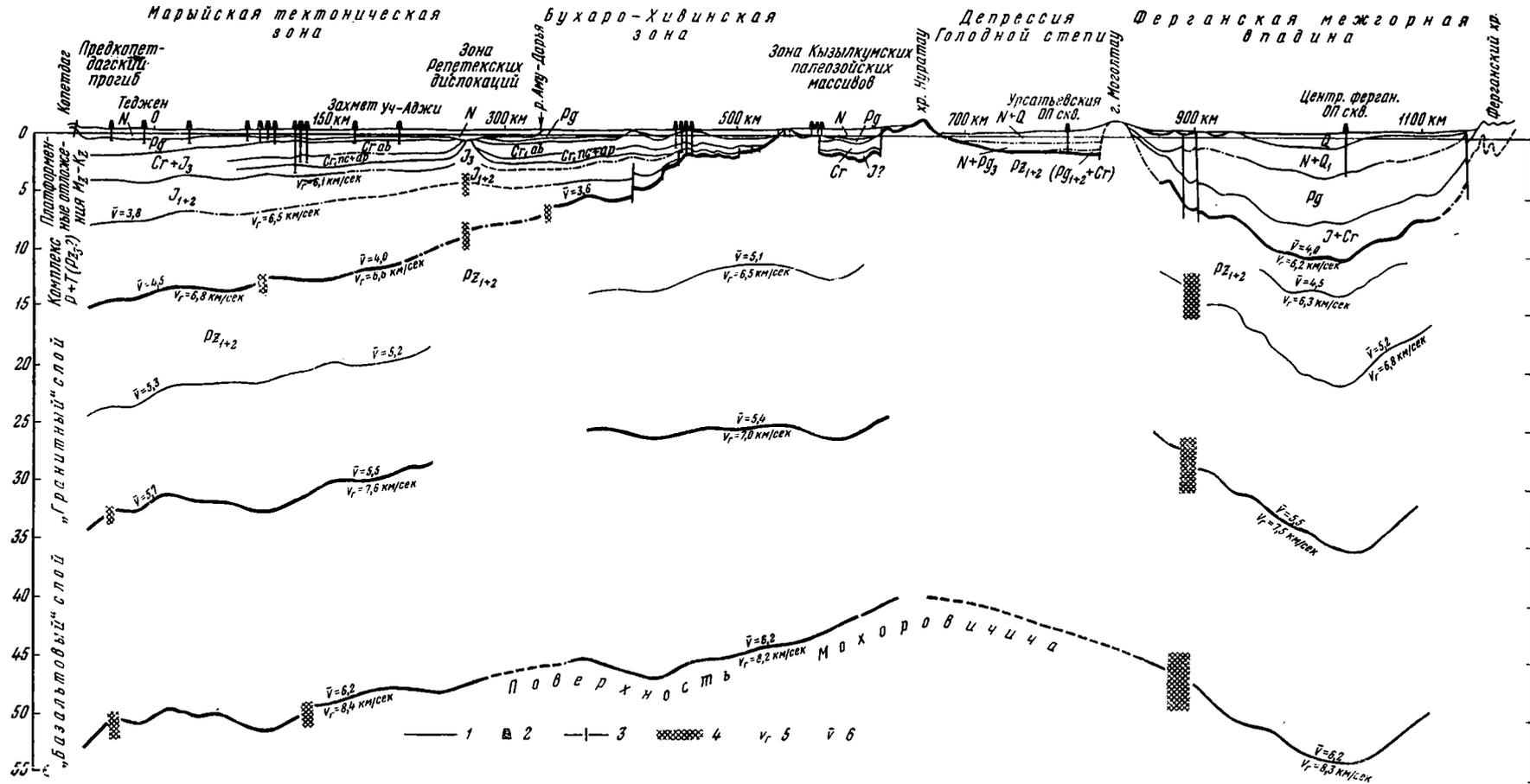


Рис. 61. Сейсмический разрез земной коры по профилю ГСЗ Копет-Даг — Ферганский хребт (4—4). 1962 г., Ковтора «Спецгеофизика» (по Б. С. Вольвовскому, И. С. Вольвовскому и В. З. Рябому).

1 — сейсмические границы; 2 — скважины; 3 — разломы, известные по данным бурения и сейсморазведки; 4 — зоны аномальной сейсмической записи, возможно связанные с разломами; 5 — значения граничных скоростей в км/сек; 6 — значения средних скоростей в км/сек

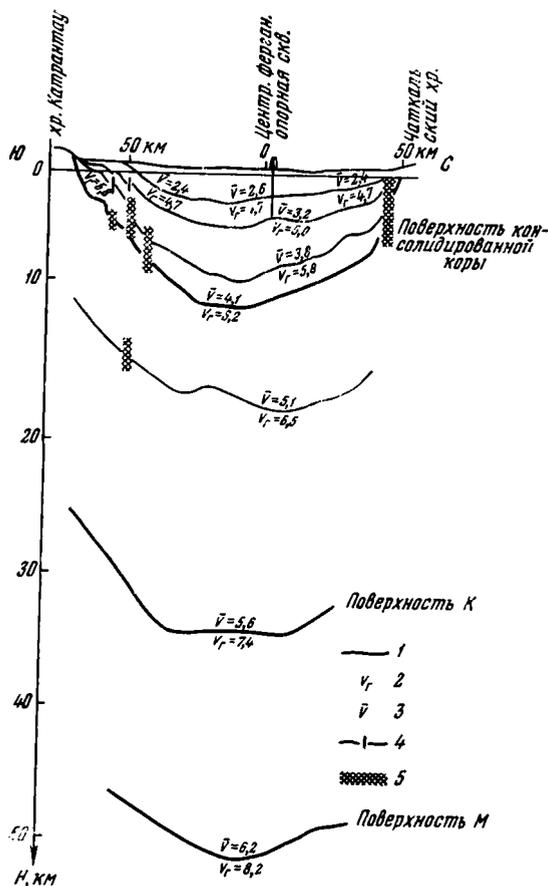


Рис. 62. Сейсмический разрез земной коры по профилю ГСЗ Вуадиль — Абадан (5—5). 1959 г., ВНИИГеофизика (по Б. С. Вольвовскому и И. С. Вольвовскому).

1 — сейсмические границы; 2 — значения граничных скоростей в км/сек; 3 — значения средних скоростей в км/сек; 4 — тектонические нарушения, установленные по данным бурения и сейсморазведки; 5 — зоны аномальной сейсмической записи, возможно связанные с разломами

геосинклинальной областью следует проводить по самому южному из выделенных разломов, т. е. по центральной части Западно-Туркменской впадины. Этот разлом разделяет области с существенно различным строением земной коры, и является, по мнению Б. А. Харикова, зоной базификации земной коры в пределах впадины. Базификация устанавливается по резкому сокращению, а затем и полному исчезновению «гранитного» слоя при переходе от Большого Балхана к Западно-Туркменской впадине, т. е. в пределах наземного обрамления и непосредственно в южной части Каспийского моря имеет место развитие «базальтовой» коры. Мощности «гранитного» и «базальтового» слоев в пределах эпигерцинской платформы в общем выдержаны и составляют соответственно 12—15 и 18—20 км. В пограничной зоне между платформой и альпийской геосинклинальной областью мощность «гранитного» слоя резко сокращается. К югу от разлома «гранитный» слой вообще отсутствует и осадки, мощностью около 25 км, непосредственно налегают на «базальт».

Туаркырскую систему мегантиклиналей и мегасинклиналей, Асакееуданский и Хорезмско-Измаильский прогибы (рис. 63). По предварительным данным (Хариков и Дацук, 1964), мощность земной коры в пределах Туранской плиты по этому профилю изменяется от 32 до 42 км. В пределах альпийской геосинклинальной области глубина залегания подкорового слоя увеличивается до 45—50 км, причем максимальное погружение приходится на центральную часть Западно-Туркменской впадины. Погружение поверхности М от платформы к альпийской геосинклинальной области фиксируется несколько юго-западнее хр. Большой Балхан. Таким образом, в целом по профилю глубина залегания поверхности М значительно возрастает в обе стороны от Большого Балхана. В пределах южной части профиля выделяется несколько зон глубинных разломов, захватывающих всю земную кору. В основном они расположены в пределах Большого Балхана и проходят по его северному и южному крыльям и в центральной части хребта. Б. А. Хариков считает, что границу между эпигерцинской платформой и альпийской

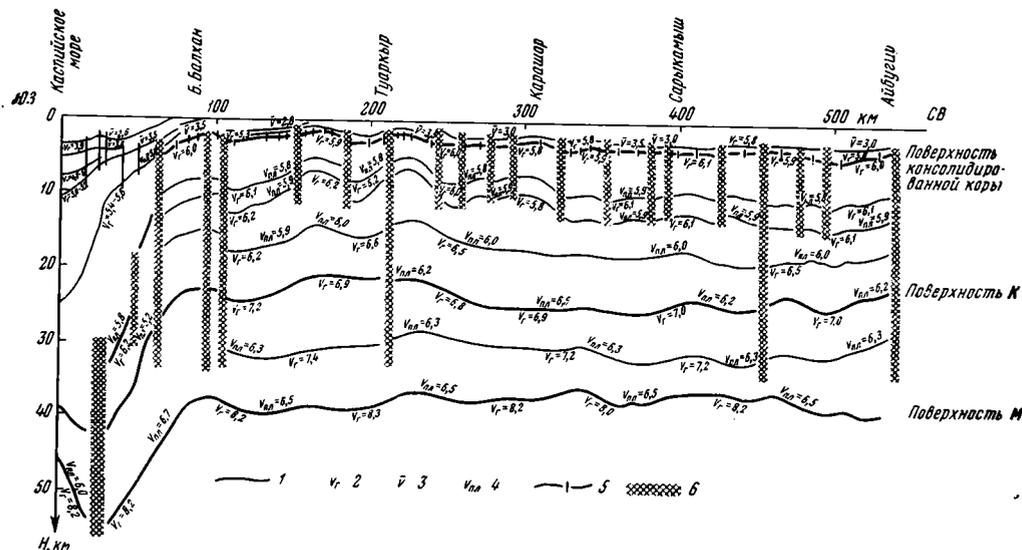


Рис. 63. Сейсмический разрез земной коры по профилю ГСЗ о. Огурчинский — Сарыкамьшская впадина (6—6). 1964 г. (по Б. А. Харикову, Е. М. Дацуку, А. В. Шумиловой и М. В. Гайнуллину).

1 — сейсмические границы; 2 — значения граничных скоростей в км/сек; 3 — значения средних скоростей в км/сек; 4 — значения пластовых скоростей в км/сек; 5 — тектонические нарушения, установленные по данным бурения и сейсморазведки; 6 — зоны аномальной сейсмической записи, возможно связанные с разломами

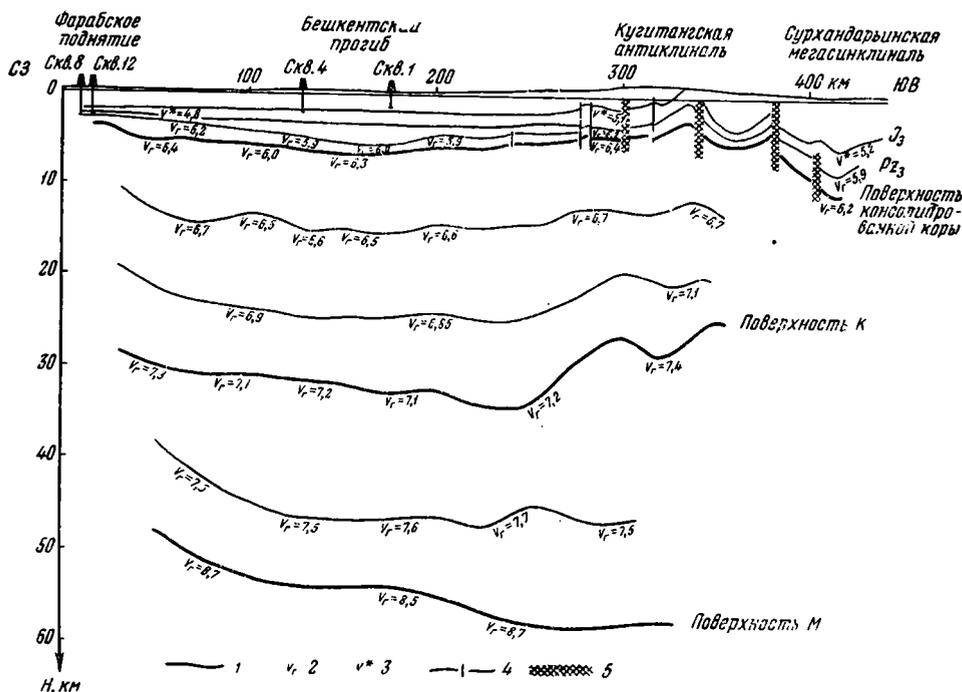


Рис. 64. Сейсмический разрез земной коры по профилю ГСЗ Фараб — Баба-Даг (7—7). 1963 г., контора «Спецгеофизика» (по Р. И. Абрамону, М. И. Астафьевой и А. В. Егоркину).

1 — сейсмические границы; 2 — значения граничных скоростей в км/сек; 3 — значения кажущихся скоростей в км/сек; 4 — тектонические нарушения, установленные по данным бурения и сейсморазведки; 5 — зоны аномальной сейсмической записи, возможно связанные с глубинными разломами

Профиль ГСЗ Кызылатрек — Кугусем — Сагиз проходит с юга на север вдоль восточного берега Каспийского моря и пересекает Западно-Туркменскую впадину, Большой Балхан, Карабогазский свод, Ассакеауданский прогиб, Мангышлакскую систему мегантиклиналей и мегасинклиналей, Северо-Устьюртский прогиб и район Южно-Эмбенского гравитационного максимума.

По предварительным данным Н. Н. Вожжовой, М. З. Вортмана и С. С. Чамо (1964 г.), мощность земной коры к северу от Большого Балхана в пределах Туранской плиты изменяется от 25 км у Большого Балхана до 40—42 км в районе Ассакеауданского прогиба. На север отсюда граница М воздымается до 34—35 км. К югу от Большого Балхана в пределах Западно-Туркменской впадины поверхность М резко воздымается и на самом юге профиля залегает на глубине всего 20—22 км. Промежуточные границы в земной коре на предварительном разрезе представлены не по всему профилю. Поверхность Конрада (К) построена на участке профиля между Большим Балханом и Мангышлакской системой мегантиклиналей и мегасинклиналей, где она залегает на глубинах от 12—15 до 20 км, постепенно погружаясь на север. К югу от Большого Балхана в пределах Западно-Туркменской впадины поверхность К залегает на глубинах 12—20 км, в общем согласно с поверхностью М. На этом разрезе в пределах Западно-Туркменской впадины «гранитный» слой отсутствует и осадки непосредственно залегают на «базальтовом» слое. Мощности «гранитного» и «базальтового» слоев в пределах изученной части разреза к северу от Большого Балхана в общем выдержаны и соответственно равны 12—15 и 18—20 км. Крупные разломы, отмеченные по всем горизонтам в земной коре, выделяются к северу и югу от Большого Балхана, к северу от Кара-Богаз-Гола и в районе Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей.

Профиль ГСЗ Фараб — Баба-Даг (7—7) проходит с северо-запада на юго-восток, от р. Аму-Дарьи до Бабадагского хребта, пересекая юго-западную часть Бухаро-Хивинской зоны, Зеравшанскую впадину, Гиссарский хребет и западный склон Сурхандарьинской впадины (рис. 64). По линии профиля в земной коре ниже поверхности фундамента выделяются пять сейсмических границ, характеризующихся граничными скоростями, увеличивающимися с глубиной от 6,5 до 8,8 км/сек (Егоркин, Астафьева, Абрамсон, 1965). Мощность земной коры изменяется от 38—40 км в северо-западной части профиля до 45—46 км в Предгиссарье. После сравнительно резкого погружения от 38 до 45 км в районе населенного пункта Памук, поверхность М далее до конца профиля залегает практически горизонтально. Очевидно, границу с $V_T = 6,9—7,1$ км/сек следует считать поверхностью Конрада. Залегает она на глубинах 20—25 км, в общем несогласно с поверхностью М. Это несогласие особенно резко выражено в Предгиссарье, в районе Гаурдакской антиклинали, где поверхность К воздымается вверх, резко увеличивая здесь мощность «базальтового» слоя до 25—27 км, тогда как на остальной части профиля она в общем выдержана и не превышает 20 км. Промежуточные границы в «гранитном» и «базальтовом» слоях залегают согласно с поверхностями слоев. Общая мощность консолидированной коры по профилю изменяется незначительно (35—40 км). Увеличение ее на 5 км в Предгиссарье в основном связано с погружением поверхности М на восток. Крупные разломы, очевидно, пронизывающие всю земную кору, выделяются в районе Фараба и на восточном конце профиля, на стыке Гиссарского хребта с Сурхандарьинской впадиной.

Как видно из приведенного обзора, строение земной коры Туранской плиты изучено по ряду опорных профилей ГСЗ (см. рис. 17) и сейсмологическими наблюдениями. По этим данным представляется возможным составить схему глубин поверхности подкорового слоя (поверхности Мохоровичича) для большей части территории Туранской плиты.

Глава VI

СТРОЕНИЕ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

В разрезе платформенного чехла Туранской плиты удастся достаточно обоснованно выделить несколько стратиграфических границ, по которым можно составить структурные карты, охватывающие почти всю ее территорию. Наиболее благоприятна с этой точки зрения поверхность меловых отложений, структурная карта которой принята нами за основную. Применительно к этой поверхности мы наиболее подробно приводим описание развитых в платформенном чехле Туранской плиты структур. Строение платформенного чехла по другим поверхностям мы даем лишь путем сравнения структурных карт по этим горизонтам с основной структурной картой по кровле мела. Все эти карты мы приводим в настоящей работе. Весьма отчетливой структурной поверхностью, залегающей глубже кровли мела, является кровля юрских отложений. Наиболее низкая поверхность, отражающая строение платформенного чехла — его подошва, т. е. поверхность фундамента. Самая высокая поверхность соответствует подошве среднемиоценовых отложений. Со среднего миоцена значительно усилились начавшиеся еще в олигоцене эпиплатформенные орогенные движения, захватившие значительную часть Урало-Сибирской молодой платформы. Поэтому на структурной карте подошвы среднемиоценовых отложений показана граница Туранской плиты с Западно-Тянь-Шаньской эпи-платформенной орогенной областью. Для установления некоторых закономерностей истории развития основных структурных элементов платформенного чехла Туранской плиты мы составили карты мощностей юрских и меловых отложений.

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРЫ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ, ВЫДЕЛЯЕМЫЕ ПО ПОВЕРХНОСТИ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И БЛИЗКИМ К НЕЙ СТРУКТУРНЫМ ПОВЕРХНОСТЯМ

На структурной карте поверхности меловых отложений (рис. 65 вкладка, см. в конце книги). Выходы пород фундамента не расчленены, выходы же на современную, подантропогенную и поднеогеновую поверхности мезозойских пород обозначены крапом. В пределах этих выходов показаны оси антиклинальных структур. Строение территории, перекрытой палеогеновыми отложениями, изображено стратозигипсами поверхности меловых пород, проведенными через 100 м, а в некоторых местах — через 50 и даже 25 м.

Структурный план платформенного чехла для отдельных частей Туранской плиты по кровле меловых отложений был освещен в работах А. Л. Яншина (1953), П. И. Краева (1957), В. И. Самодурова (1957), В. М. Алешина (1959), Ю. М. Васильева и В. С. Мильничука (1962), Р. Г. Гарецкого (1962а, б), В. М. Лигуши (1962, 1964), А. С. Столярова и А. Е. Шлезингера (1962), А. У. Умарова (1962), М. М. Чарыгина и др. (1963), А. К. Каримова и др. (1964), Р. Г. Гарецкого, Л. Г. Кирюхина и И. С. Плещеева (1965).

Для всей территории Туранской плиты структурная карта по кровле меловых отложений была приведена в работе Р. Г. Гарецкого, В. И. Самодурова и др. (1963). Однако появившийся новый фактический материал позволяет во многих случаях уточнить и детализировать строение отдельных районов плиты.

Для востока Туркмении нами частично использована структурная карта по кровле меловых отложений запада Средней Азии, составленная под редакцией Г. Х. Дикенштейна, а территория Северного Афганистана изображена по данным В. И. Браташа и др.

Характеристика структур Туранской плиты по поверхности меловых отложений необходима для последующего изложения других разделов настоящей работы. Поэтому ниже дано их краткое описание.

Примугоджарская и Северо-Приаральская системы мегантклиналей и мегасинклиналей

Периферия Мугоджар и Северное Приаралье расположены на непосредственном продолжении к югу Уральской складчатой системы, которая погребена здесь под мезо-кайнозойским платформенным чехлом. Урал представляет собой одну из самых крупных линейных складчатых систем Евразии с очень выдержанным простираем основных структурных элементов. Как и в более северных районах Урала, на южном его окончании выделяется ряд меридионально вытянутых тектонических зон, различных по геологическому строению. С запада на восток здесь различаются следующие зоны: Актюбинского Приуралья, Осевая (Сакмарско-Уралтауская), Зеленокаменная (Магнитогорская), Урало-Тобольская, Прииргизская, Аятская и Кустанайская.

В Западном Примугоджарье граница Русской древней и Туранской молодой плит в платформенном чехле намечается примерно по линии сменой изоморфных соляных структур на западе линейными унаследованными дислокациями на востоке. Последние наиболее полно описаны в работах А. Л. Яншина (1948, 1951, 1953, 1955) и Р. Г. Гарецкого (1955, 1957, 1959, 1962а, б). Они могут быть объединены в две системы: западную, Примугоджарскую, и восточную, Северо-Приаральскую, разделенные Челкарским прогибом (рис. 66 вкладка, см. в конце книги). Структурные карты этих систем дислокаций были недавно нами опубликованы (Гарецкий, 1962б, стр. 32, рис. 1 и 2; стр. 132 рис. 17 и 18; 172, рис. 42; Гарецкий, Самодуров и др. 1963, стр. 208, рис. 1). Поэтому здесь они не приведены.

В полосе южного погружения зоны Актюбинского Приуралья, примерно до широтного течения р. Эмбы, четкие унаследованные дислокации не известны. В районе широтного течения р. Эмбы намечаются наиболее западные унаследованные структуры: Ащисайская синклиналь, Кумжарганская антиклиналь и Батпакульская синклиналь (Гарецкий, 1962а, б), вытянутые почти в меридиональном направлении более чем на 50 км и по кровле неокома имеющие амплитуду до 200 м. Отложения палеогена здесь сохранились преимущественно в синклиналях. Все структуры асимметричны, так как антиклинали имеют более крутые западные крылья.

Южнее, в верховьях рек Жаинды и Маннесая, расположена Бақыртауская группа структур. С запада на восток здесь выделяются следующие структуры: Токсанбайская антиклиналь, Прижиделинская синклиналь, Жиделинская антиклиналь, Кумсайская синклиналь, Саралжиндинская антиклиналь и Бақыртауская синклиналь. Они простираются параллельно друг другу почти в меридиональном направлении и вытянуты на 40—110 км, при ширине 5—10 км. Их амплитуда по кровле мела колеблется от 20 до 70 м. Все структуры асимметричны: у антиклиналей более крутые западные крылья и пологие восточные, у синклиналей наоборот. Углы падения пологих крыльев по кровле мела обычно равны 30—40', редко 1°; на крутых крыльях они превышают 1—2°, а в ряде случаев достигают 5—8°.

Далее на юг антиклинали и синклинали Бақыртауской группы прослеживаются в виде структурных посов и заливов, постепенно затухающих к среднему течению р. Маннесай. Здесь эти структуры едва ощущаются и поверхность мела испытывает общее моноклиальное погружение к югу. В низовьях Маннесая, в районе соединения чинков Чаграйского плато и плато Устюрт, на южном продолжении Бақыртауской группы структур расположены хорошо выраженные антиклинали и синклинали Актумсукской группы, имеющие различное простирание (Гарецкий и Шрайбман, 1958; Замаренов и др., 1959; Гарецкий, 1962б). Наиболее крупная из них Актумсукская антиклиналь лежит на продолжении описываемой ниже более восточной Кокпектинской мегантиклинали. Она вытянута почти меридионально и по кровле мела стратоизогипсами —200 и —240 м очерчивается в виде структурного носа длиной 80 км. Южный его конец в районе чинка Устюрта как бы расплюсчен и переходит в почти широтную Аксайскую антиклиналь, протягивающуюся параллельно чинку на 45 км. Актумсукская и Аксайская антиклинали тесно связаны друг с другом и вместе образуют структуру торцового сочленения. Близ могилы Курган Аксайская антиклиналь осложнена Чагамбайской брахиантиклиналью, оконтуренной стратонизогипсой —250 м (Вахрамеев, 1949; Замаренов, 1955). В ее своде пробурена Северо-Устюртская опорная скважина, вскрывшая кровлю мела на отметке —197 м. Амплитуда брахиантиклинали по кровле мела превышает 60 м. К западу от Актумсукской антиклинали расположена узкая Таскенчукская синклиналь, в осевой части которой кровля мела погружается с северо-востока на юго-запад от —180 до —280 м. На юге эта синклиналь упирается в почти широтную Какбакшинскую брахиантиклиналь, которая хорошо оконтуривается стратоизогипсой —230 м и по этой стратоизогипсе имеет размеры 12 × 5 км. С юга синклиналь отделена от Аксайской антиклинали Южно-Какбакшинским структурным заливом, открывающимся к западу. Кровля мела в нем погружена глубже —280 м. Западнее Таскенчукской синклинали лежит Жапракская антиклиналь, четко вырисовывающаяся стратоизогипсой —180 м. Она протягивается более чем на 30 км при ширине 5—7 км. Амплитуда поднятия поверхности меловых отложений в ее пределах достигает 100 м. К востоку от средней части Актумсукской антиклинали почти в широтном направлении отходит Катарбайский структурный нос, с севера ограниченный Кивирмолинским, а с юга — Курусайским структурными заливами.

Актумсукская группа структур на западе ограничена крупным Токсанбайско-Замстанским структурным заливом, который вначале протягивается на запад-юго-запад, затем становится почти меридиональным, а в районе слияния с Северо-Устюртским прогибом приобретает восток-юго-восточное простирание. Он вытянут более чем на 120 км. На севере этот залив довольно узок (до 10 км), а к югу постепенно расширяется до 50 км. Одновременно с севера на юг происходит и его углубление. Если на широте Актумсукской антиклинали кровля мела в нем

залегает на отметках от -220 до -280 м, то в районе его слияния с Северо-Устьюртским прогибом она погружена до -900 м. Ряд исследователей (Васильев, 1958; Васильев и Мильничук, 1962) Актумсукскую группу структур соединяет в одну линию с Мынсуалмасской. Однако широкий и глубокий Токсанбайско-Замстанский структурный залив четко разделяет эти две группы структур (Гарецкий и др., 1965).

К югу на продолжении Сакарско-Уралтауской зоны в мезо-кайнозойском чехле развита почти меридионально вытянутая Кокпектинская мегантиклиналь, которая протягивается от выходов фундамента на р. Аксу на юг более чем на 350 км, вплоть до северных чинков Устьюрта. В ее пределах выделяется ряд антиклиналей: Изембетская и расположенная восточнее Ильинская, а далее, с севера на юг — Теректысайская антиклиналь, Кандыкульская и Каиршақтыкульская группы структур, собственно Кокпектинская, Намазтауская и описанная выше собственно Актумсукская антиклинали. С запада Кокпектинская мегантиклиналь ограничена Сакарско-Кокпектинским разломом (Гарецкий, Шрайбман, 1958), который на Кокпектинской и Намазтауской антиклиналях обновлен молодыми смещениями, пересекающими слои меловых, а местами и палеогеновых отложений. На остальном пространстве он погребен и отражается лишь в виде флексуорообразного изгиба в отложениях чехла.

Одна из наиболее северных структур Кокпектинской мегантиклинали — Изембетская антиклиналь — с поверхности сложена породами сантона и кампана. По подошве сантона она вытянута почти в меридиональном направлении на 15 км, при ширине 6 км. Ее амплитуда 50 м. К востоку слои верхнего мела падают под углом, не превышающим 1° ; на западном крыле он достигает 3° .

В своде расположенной южнее Теректысайской антиклинали обнажены альбские отложения. По подошве сантона антиклиналь вытянута на 30 км, при ширине до 13 км. Амплитуда поднятия меловых слоев в ее пределах превышает 70 м. Углы падения слоев верхнемеловых отложений на ее крутом, западном крыле достигают $2-3^\circ$, на пологом, восточном — менее 1° .

К югу от ст. Эмба выделяются Кандыкульская и Каиршақтыкульская группы складок, которые состоят из ряда брахиструктур длиной 1—3 км каждая. Наиболее крупная из них — Каиршақтыкульская брахиантиклиналь, которая в ядре сложена породами верхнего альба, имеет ясные периклинальные окончания и резко выраженное асимметричное строение (углы падения слоев верхнего мела на западном крыле достигают 20° , на восточном — не более $2-3^\circ$). Длина структуры 6,5 км, ширина 1,3 км.

Непосредственно на продолжении Каиршақтыкульской структуры к югу лежит Кокпектинская антиклиналь, длина которой по выходу альбских отложений в ее своде достигает 36 км. Антиклиналь состоит из двух кулисообразно расположенных поднятий, каждое из которых в свою очередь осложнено двумя брахиантиклиналями. Их амплитуда по кровле некома достигает 80 м. Антиклиналь асимметрична — слои верхнего мела на западном крыле, оборванном разломом, имеют угол падения до 40° , на восточном — не более 2° .

Южнее Кокпектинской структуры расположена Намазтауская, которая состоит из ряда брахиантиклиналей. В своде наиболее северной из них обнажены отложения турона, в средней — породы кампана, а в самой южной — маастрихта. По восточному крылу протягивается разрыв, амплитуда которого равна 50—120 м.

Между описанной выше мегантиклиналью и Главным Мугоджарским хребтом на южном продолжении Баймакского синклинория протянулась Примугоджарская мегасинклиналь, которая на геологической карте хорошо выделяется почти сплошным развитием палеогеновых

отложений. Она состоит из ряда отдельных ванн различных размеров и разной глубины, которые разделены пережимами и седловинами, возникшими в результате воздымания шарнира. На севере — это Шиилийская, южнее — Барбисайская и Алитауская, а у Чушкакульского сора — Причушкакульская синклинали. Западное крыло мегасинклинали пологое, угол падения пород мела не превышает 1° . В районе сочленения мегасинклинали с палеозойскими структурами Мугоджар проходит серия разломов, вблизи которых слои мела и палеогена местами наклонены под углами до $50-80^\circ$.

На продолжении самого южного, Жамантауского, антиклинория Мугоджар, входящего в Зеленокаменную зону Урала, расположена крупная и сложно построенная Чушкакульская мегантиклиналь, которая вытянута на 115 км и отчетливо выделяется на карте широким полем распространения меловых отложений. Она состоит из осевого поднятия и параллельных ему четырех крыльевых поднятий (по два на каждом крыле), разделенных друг от друга разломами и сопровождающими их приразломными синклиналами (Гарецкий, 1962а).

Северо-Приаральская система мегантиклиналей и мегасинклиналей начинается на западе Куландинской мегантиклиналью, которая продолжает к югу палеозойский Узень-Кайрактинский антиклинорий западной части Прииргизской зоны Мугоджар. Наиболее северным отчетливым ее поднятием является Карачулакская антиклиналь, которая выделяется на геологической карте 50 -километровым выходом в ее своде пород саксаульской свиты верхнего эоцена. Антиклиналь имеет крутое западное и пологое восточное крылья. Кулисообразно по отношению к ней и несколько южнее расположена Кособинская антиклиналь с выходом в своде более древней, тасаранской, свиты эоцена. Этот выход длиной $12,5$ км и шириной 2 км протягивается в юго-юго-западном направлении. Антиклиналь обладает четкими периклинальными замыканиями и резко асимметрична: углы падения слоев мела на ее западном крыле достигают $30-40^\circ$, на восточном 5° . Западное, крутое, крыло на всем протяжении оборвано разрывом, в опущенном крыле которого развиты породы среднего миоцена.

К юго-западу от Кособинской структуры лежит Кабыргинская антиклиналь, в ядре которой также обнажены отложения саксаульской свиты эоцена. Она вытянута на 10 км и имеет ширину до 2 км. Кровля мела в ее своде лежит на отметках около 0 м. Западное крутое ее крыло оборвано разрывом.

Юго-западнее Кабыргинской структуры кулисообразно расположена крупная, вытянутая на 110 км Жаксыбуташская антиклиналь. На всем протяжении с востока ее сопровождает сложно построенная Жерлепеская зона разломов, которая представляет собой систему кулисообразно подставляющих друг друга разрывов типа сбросов. Нередко вдоль этих разрывов возникают небольшие (от нескольких сот метров до первых километров) брахиантиклинали, брахисинклинали, односторонние мульды, купола, грабены. Шарнир Жаксыбуташской антиклинали по простиранию испытывает ундуляцию, в результате чего образуется ряд брахиантиклиналей: Алагузская, Жаманбуташская, Тугурюксорская и Ушчоклинская. В своде наиболее приподнятой из них Алагузской брахиантиклинали, расположенной непосредственно к северу от горы Жаксыбуташ, выходят отложения среднего и верхнего альба. Выход меловых отложений имеет длину $12,5$ км и ширину 6 км. По выходу тасаранской свиты эоцена длинная ось Алагузской брахиантиклинали увеличивается до 30 км и короткая — до 15 км.

П-ову Куланды соответствует Куландинская антиклиналь, в своде которой обнажены породы среднего и верхнего альба, а на крыльях появляются отложения верхнего мела и палеогена. Структура не оканчивается

берегом полуострова, а продолжается в южном направлении далеко в море. Длинная полуось антиклинали достигает 15 км, а короткая — 10 км.

К Куландинской мегантиклинали принадлежит антиклиналь о. Возрождения с выходами альбских пород в ядре и верхнемеловых мергелей на крыльях. Подтверждением связи антиклиналей п-ова Куланды и о. Возрождения является обнаруженная между ними мель Бенинга с глубиной до 1 м.

Жерлепесский разлом, по-видимому, сопровождает Куландинскую мегантиклиналь в пределах Аральского моря вплоть до о. Возрождения, где его влияние сказывается в крутых (14°) углах наклона слоев верхнемеловых отложений на восточном крыле антиклинали этого острова. Скорее всего продолжение Жерлепесского разлома далее к югу идет на соединение с флексурой восточного крыла Нижне-Аму-Дарьинской мегантиклинали.

Восточнее Узень-Кайрактинского антиклинория в пределах той же Прииргизской зоны Мугоджар выделяется Теректинский синклиний (Бойцова и др., 1955). На его протяжении к югу, восточнее меридионального участка течения р. Иргиз, по данным бурения, в палеозойских породах намечается Иргизская синклинали. Еще дальше на юг по этой линии лежит мезо-кайнозойская Джиланская мегасинклинали, которая протягивается до берегов Аральского моря, вытянута на 230 км и хорошо выражена широким развитием в ее пределах средне- и верхнеолигоценовых отложений тургайской серии. Она распадается на ряд синклиналей, разделенных седловинами. На юге четко выделяется Сабаржилгинская синклинали, ось которой приближена к Жерлепесской разломной зоне.

На крайнем востоке Прииргизской зоны Мугоджар проходит Карашатауский антиклинорий, на продолжении которого к югу по мезо-кайнозойскому чехлу и породам палеозоя намечается Кналыккульское поднятие, а еще дальше к югу — поднятие сопок Жибынтынтау (урочища Жаманшин). В районе Жаманшин среди сопок, сложенных породами фундамента, развиты небольшие (от нескольких сотен метров до первых километров) складки типа узких брахиантиклиналей (рис. 67), приуроченных к поднятым крыльям разрывов (Гарецкий и Горшенин, 1963).

На прямом продолжении к югу отмеченных выше палеозойских поднятий лежит Тасаранская мегантиклиналь, вытянутая от сопки Жибынтынтау на севере до Аральского моря на юге на расстояние более 170 км. На всем протяжении эта мегантиклиналь с востока ограничена Тастыбулакским разломом. Мегантиклиналь асимметрична: углы падения палеогеновых слоев на восточном крыле достигают $10-15^\circ$, а на западном — не превышают $1-2^\circ$. В результате ундуляции ее оси возник ряд брахиантиклиналей, наиболее крупными из которых являются Аккурданская, с выходом в ядре пород сантона и низов палеогена, и собственно Тасаранская, представляющая собой горст-брахиантиклиналь с выходом в своде пород среднего и верхнего альба. Длина выхода меловых пород равна 5 км, а ширина — 1,2 км.

Восточнее Тасаранской мегантиклинали, уже на продолжении Аятской зоны восточного склона Урала, расположена Тугузская мегасинклинали, которая протягивается параллельно Тасаранской структуре, хорошо выделяется на геологической карте полосой распространения отложений среднего и верхнего олигоцена и отдельными пятнами нижнего миоцена достигает северных берегов Аральского моря и продолжается в его пределы.

Меридионально вытянутой полосе песков Малые Барсуки соответствует одноименная антиклиналь. В южной части ее восточное крыло оборвано разломом.

От ст. Чокусу к п-ову Шубартауз по почти сплошной полосе

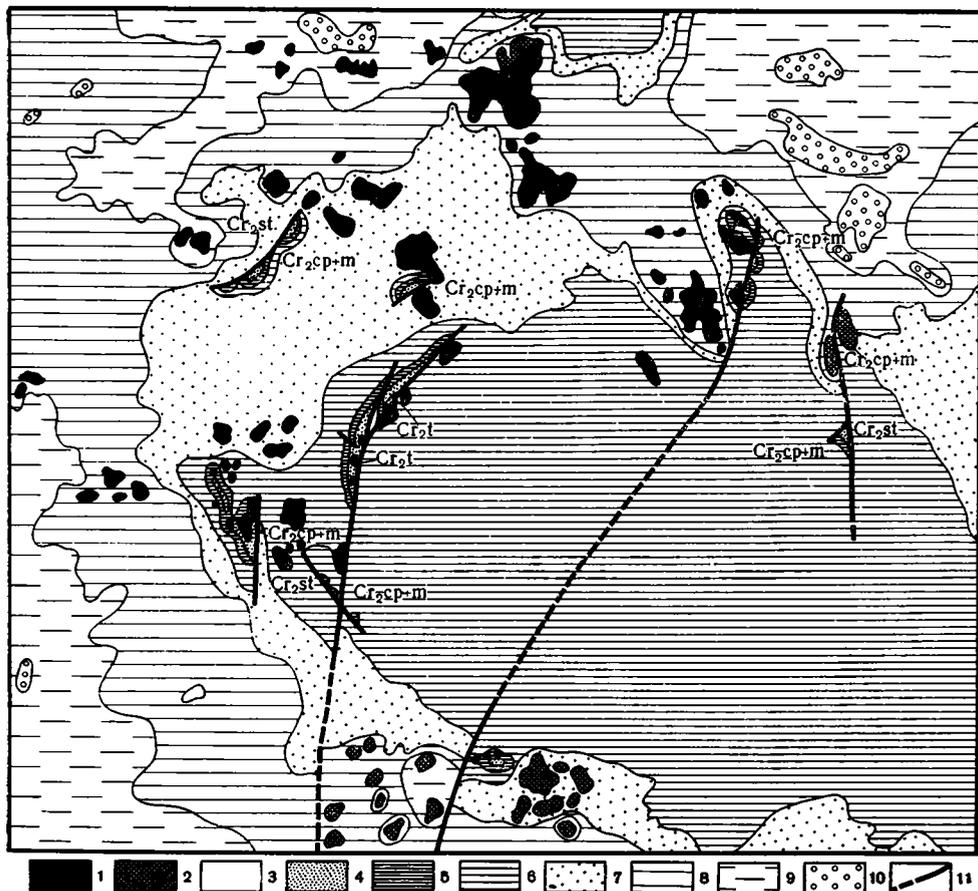


Рис. 67. Схематическая геологическая карта выходов верхнемеловых отложений в урочище Жаманшин (по Гарецкому и Горшенину, 1963).

1 — верхний протерозой или нижний палеозой; 2 — эффузивы нижнего карбона; 3 — жиркиндекская свита турона; 4 — аккуурданская свита сантона; 5 — кампан и маастрихт; 6 — тасаранская свита среднего-верхнего эоцена; 7 — саксаульская свита верхнего эоцена; 8 — чеганская свита верхнего эоцена—нижнего олигоцена; 9 — средний олигоцен; 10 — верхний олигоцен; 11 — разлом

распространения отложений тургайской серии олигоцена выделяется Чокусинская синклинали.

От г. Аральска к северо-северо-востоку хорошо прослеживается Аральская синклинали, в пределах которой кровля мела залегает на отметке около 0 м в северной части структуры и погружается к югу до — 150 м.

Далее к востоку по кровле мела выделяются еще слабо изученные субмеридиональные структуры: Жаксыклычская и Акпайская синклинали, Камышлыбашская, Кайдаульская и Адаматинская антиклинали и др.

На п-ове Коктурнак по выходам тасаранской свиты эоцена намечаются три небольшие брахиантиклинали: Тастюбекская, Кучокинская и Ушчокинская.

Структуры Примугоджарской и Северо-Приаральской систем мегантиклиналей и мегасинклиналей характеризуются следующими морфологическими чертами.

1. Они отличаются четко выраженной линейностью, образуя мегантиклинали и мегасинклинали, вытянутые на 150—400 км, при ширине 15—30 км.

2. Намечается явная равновеликость положительных и отрицательных структур.

3. Мегантиклинали и мегасинклинали обладают ярко выраженным асимметричным строением. Все мегантиклинали Примугоджарской системы (т. е. лежащие к западу от Челкарского прогиба) имеют крутые западные крылья и пологие восточные. Углы падения слоев верхнего мела на первых достигают $15-40^\circ$, а на вторых — не превышают 1° , редко 2° . Синклинальные структуры, естественно, имеют здесь обратную асимметрию. Большинство антиклинальных структур Северо-Приаральской системы (кроме Карачулакской, Кабыргинской и Кособинской) имеют, наоборот, крутые восточные и пологие западные крылья. Углы падения слоев палеогена на первых достигают $15-25^\circ$, а на вторых не превышают $1-2^\circ$. Сопряженные с ними синклинали обладают соответственно обратным асимметричным строением.

4. Почти все дислокации со стороны крутого крыла оборваны продольными разломами, которые в большинстве случаев сопровождают их на всем протяжении. По типу они обычно относятся к взбросам или крутым надвигам. Разломы играют ведущую роль в морфологии Примугоджарской и Северо-Приаральской систем мегантиклиналей и мегасинклиналей.

5. Для мегантиклиналей характерны ясно выраженные замковые перегибы. Во многих местах непосредственно в обнажениях можно наблюдать их своды. Следовательно, в образовании мегантиклиналей значительная роль принадлежит пликативному изгибу слоев.

6. Мегантиклиналям и мегасинклиналям Примугоджарья и Северного Приаралья присуща ундуляция осей по простиранию, нередко сопровождающаяся кулисообразно расположенными локальными структурами. В результате этого мегантиклинали распадаются на отдельные синклинали и антиклинали, а те в свою очередь — на еще более мелкие брахантиклинали и брахисинклинали.

7. Для всех описанных структур, кроме Куландинской мегантиклинали, характерно постепенное погружение и затухание к югу; в этом направлении уменьшается амплитуда структур, затухают сопровождающие их разломы, причем все антиклинали обладают хорошо выраженными южными периклинальными замыканиями, в то время как к северу они остаются часто открытыми и т. д.

Челкарско-Северо-Устьюртская зона прогибов

Примугоджарская и Северо-Приаральская системы мегантиклиналей и мегасинклиналей разделены широким субмеридиональным Челкарским прогибом, который в северо-восточной части Устьюрта сливается с субширотным Северо-Устьюртским прогибом. Вместе они образуют единую крупную полосу прогибов, которую мы выделяем под названием Челкарско-Северо-Устьюртской зоны прогибов. Ранее примерно эта же полоса прогибов обозначалась как Бейнеу-Челкарский прогиб (Васильев и Мильничук, 1962).

Челкарский прогиб лежит на южном погружении Урало-Тобольской геантиклинальной зоны. Жумагульской седловиной, расположенной на широте Чушкакульского сора, он разделен на две мулды: Кургантузскую на севере и Кашкаратинскую на юге. В пределах первой кровля мела погружена до отметок -450 м, а в пределах второй — до -950 м. Протяженность Челкарского прогиба более 300 км. На севере ширина его 40—60 км, к югу он постепенно расширяется до 80—100 км и после некоторого сужения в районе Жумагульской седловины вновь достигает 100—120 км. В осевой части прогиба слои мела и палеогена лежат очень спокойно (углы исчисляются минутами), а на крыльях наклонены значительно круче (до $2-3^\circ$). Северо-западное крыло Челкарского прогиба осложнено Каульджурской антиклиналью, которая хорошо

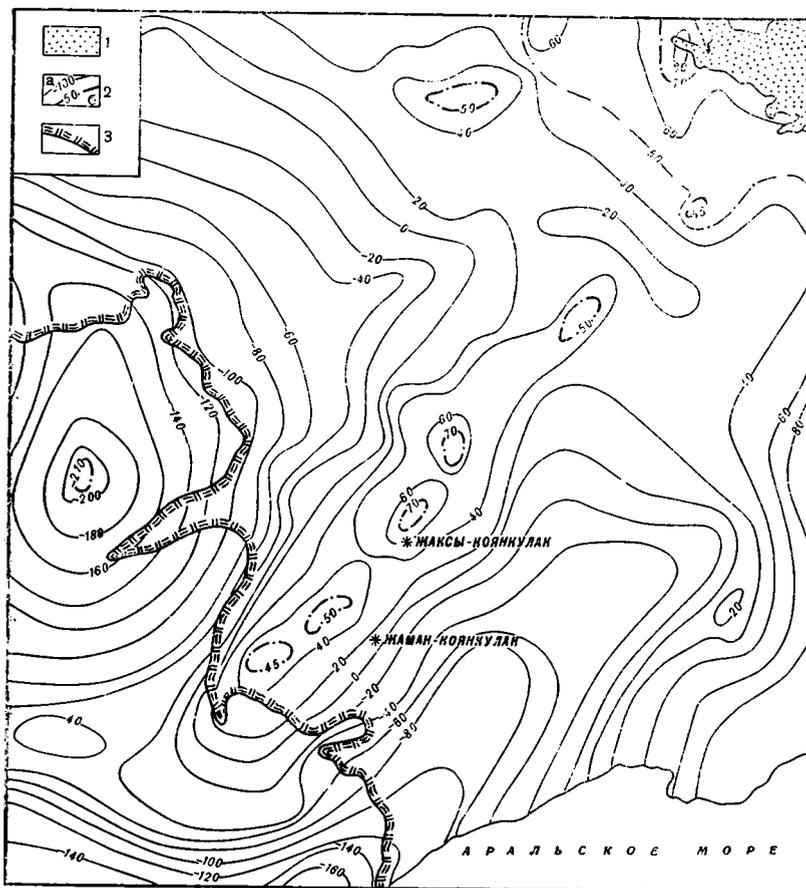


Рис. 68. Структурная карта района Аяккумско-Устьюртской зоны поднятий по кровле отложений чеганской свиты нижнего олигоцена.
1 — область отсутствия чеганских отложений; 2 — стратизогипсы: а — основные, б — дополнительные; 3 — чинки (обрывы)

прослеживается по выходам верхнеальбских и верхнемеловых отложений в долине р. Жаманшиили, правого притока р. Шетиргиза. На крайнем юго-востоке прогиба, в районе его смыкания с Северо-Устьюртским прогибом, намечается Устьюртско-Аяккумская зона поднятий (рис. 68), среди которых выделяются наиболее крупные Базайское и Аккулковское поднятия (Плещеев, 1964; Гарецкий и др., 1965; Авров и др., 1965).

С севера, со стороны Прикаспийской синеклизы Русской плиты, мезокайнозойский чехол испытывает моноклиналиное погружение в сторону плато Устьюрт (Гарецкий, Шлезингер и др., 1961; Днепров, 1962), образуя северное крыло обширного глубокого прогиба, выделяемого под названием Северо-Устьюртского (Яншин, 1948, 1949). Мезокайнозойский чехол полностью перекрывает палеозойский Южно-Эмбенский моноклинал, являющийся краевой структурой Русской плиты, и переходит на южном «склоне» Южно-Эмбенского максимума силы тяжести на складчатый фундамент субширотных герцинид (Яншин и др., 1961; Гарецкий, Шлезингер, Яншин, 1962). Такое моноклиналиное погружение отложений мезокайнозоя продолжается почти до северных чинков плато Устьюрт. Близ последних оно осложнено сравнительно широкой полосой субширотнo ориентированных дислокаций, выявленных сейсморазведкой (Краев, 1957; Васильев, 1958; Алепин, 1959) и подтвержденных геологической съемкой и бурением (Плещеев, 1960, 1962; Кирюхин, Плещеев, 1964). Мы

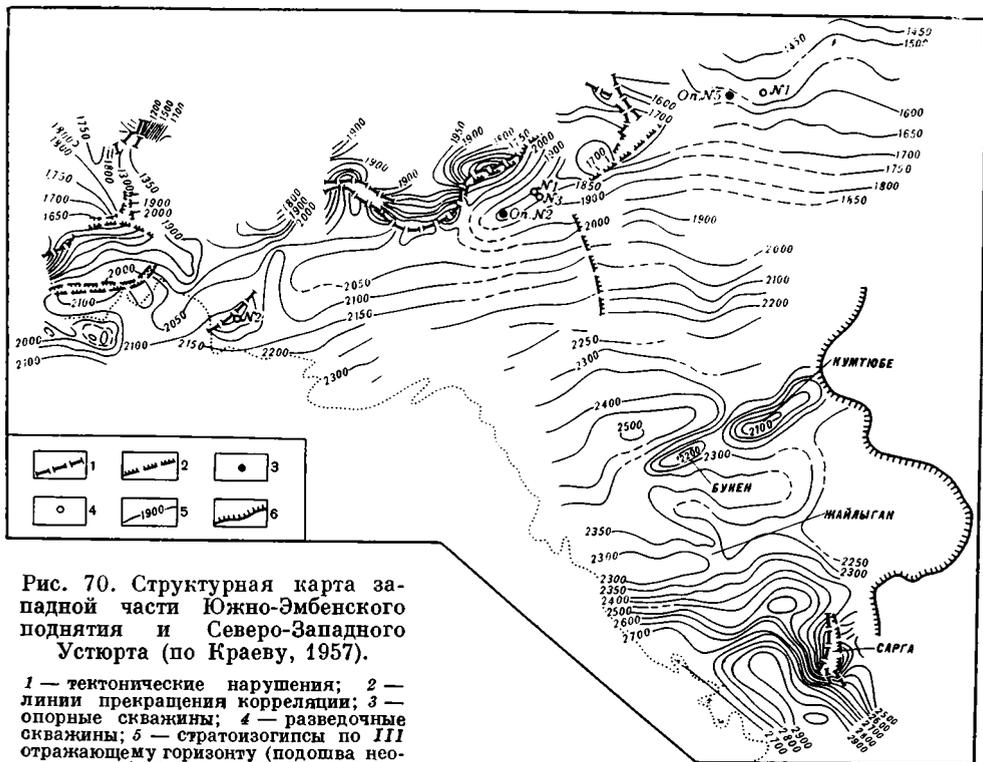


Рис. 70. Структурная карта западной части Южно-Эмбенского поднятия и Северо-Западного Устьурта (по Краеву, 1957).

1 — тектонические нарушения; 2 — линии прекращения корреляции; 3 — опорные скважины; 4 — разведочные скважины; 5 — стратозогиппы по III отражающему горизонту (подолшва неокма); 6 — чинки (обрывы)

нального подъема слоев в сторону Прикаспийской впадины слабо выражены синклиналями. Амплитуда подъема кровли мела как в отдельных брахиантиклиналях, так и в пределах всей зоны по отношению к расположенным с севера синклиналям составляет первые десятки метров, не превышая 70—80 м. Брахиантиклинали, как правило, асимметричны. Наклон поверхности меловых отложений на их южных крыльях достигает 20—25 м на 1 км, а на северных не превышает 7—10, реже 15 м на 1 км.

От Мынсуалмасской группы структур кровля меловых отложений, залегающая здесь на отметках минус 400 — минус 600 м, погружается к югу, в глубь плато Устьурт до соров Сам и Асмантай и одноименных песчаных массивов. Здесь отмечаются наиболее низкие отметки рельефа плато, в районе которых поверхность меловых отложений залегает на наибольших глубинах минус 1000 — минус 1100 м, вырисовывая центральную часть Северо-Устьуртского прогиба. Последний протягивается на расстояние свыше 500 км от залива Комсомолец на западе через указанные выше соры и пески к северо-восточному чинку плато Устьурт, образуя в плане пологую дугу, обращенную выпуклостью к юго-востоку. Бурение, произведенное в последние годы 11-ой экспедицией ВАГТ (Кузнецов и Прусов, 1960; Васильев, Мильничук, 1962), а также сейсморазведочные работы треста «Казахстаннефтегеофизика» и конторы «Спецгеофизика» показали, что центральная часть прогиба неоднородна по строению и состоит из ряда замкнутых мульд. С запада на северо-восток выделяются Мертвокултукская, Каратюлейская, Самская, Матайкумская и Косбулакская мулды. Они разделены седловинами, в пределах которых кровля меловых отложений залегает на 50—100 м, реже на 100—200 м выше по сравнению с днищами мульд. Наиболее крупная и глубокая, Матайкумская мулда. Ее длина составляет 150 км, при ширине 75 км. Глубина залегания кровли

мела в ее пределах превышает —1100 м. Почти таких же отметок она достигает в Самской мульде.

Деформация поверхности меловых отложений в пределах центральной части прогиба имеет относительно небольшие величины (как правило, первые метры на 1 км). Лишь в восточной части южного его крыла она увеличивается до 20—30 м на 1 км. Напротив, в западной части поверхность меловых отложений полого (первые метры на 1 км) поднимается от центральной части прогиба к югу, в сторону Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей. К востоку от сора Косбулак намечается региональный подъем шарнира Северо-Устьюртского прогиба в сторону северо-восточного чинка плато Устьюрт. Узунтакырской седловиной Северо-Устьюртский прогиб отделен от расположенного северо-восточнее Челкарского прогиба.

К западу от Мертвокултукской мульды шарнир Северо-Устьюртского прогиба также испытывает пологое воздымание (первые метры на 1 км). По данным морской сейсморазведки (Я. П. Маловицкий, 1964 г.), центральная часть прогиба проходит близ северного берега п-ова Бузачи почти в широтном направлении. Он становится здесь значительно более мелким и узким. Пологое замыкание Северо-Устьюртского прогиба происходит почти до меридиана западного берега п-ова Бузачи, где он резко выраженной седловиной (Западно-Бузачинской) отделен от прогибов, идущих со стороны Скифской плиты.

Северо-Бузачинский свод

В северо-западной части п-ова Бузачи расположен крупный Северо-Бузачинский свод, строение которого освещено в работах Ю. М. Васильева (1956, 1957), Ю. М. Васильева и В. С. Мильничука (1963а, б), А. И. Димакова (1957, 1959), Г. В. Шведова и А. И. Димакова (1963). Свод вытянут в широтном направлении. Его длина в пределах суши по выходу меловых отложений на доантропогенную поверхность составляет 100 км, ширина более 50 км. В его центральной части под сравнительно маломощным чехлом антропогенных осадков выходят отложения альба, последовательно обрамляемые всеми горизонтами верхнего мела и палеогена. Восточное погружение Северо-Бузачинского свода осложнено сбросом с амплитудой около 100 м; несколько южнее устанавливается второй сброс с немного меньшей амплитудой. Падение пород на южном крыле и в присводовой части северного крыла местами достигает 1—5°, причем наибольшие углы наклона отмечены на относительно коротких расстояниях и приурочены к флексуорообразным изгибам. Северо-Бузачинский свод в ряде мест (особенно по южному крылу и восточной периклинали) осложнен мелкими антиклинальными вздутиями, структурными террасами и структурными носами, амплитуда которых не превышает первых десятков метров.

Морские сейсморазведочные исследования (Борисов, Маловицкий, 1964; Борисов и др., 1962; Вартанов, Корнев, 1961; Корнев и др., 1962; Маловицкий, 1964 г.) показывают, что зона высокого положения мезозойских пород протягивается под водами Каспийского моря в широтном направлении еще на расстоянии около 150 км. Здесь слой мезозоя обнаруживают четкое погружение (10—20 м на 1 км), вырисовывая западную периклинали Северо-Бузачинского свода. Северное крыло свода, расположенное под водами моря, почти на всем протяжении осложнено резким флексуорообразным изгибом, в пределах которого слой мезозоя испытывают довольно крутое погружение (до 50 м на 1 км). По этой флексуре происходит сочленение свода с Западно-Бузачинской седловиной и с прогибами, идущими со стороны Скифской плиты Предкавказья. Таким образом, Северо-Бузачинский свод представляет собой крупную структуру, вытянутую широтно на расстоянии около 300 км, при ширине до 150 км.

В пределах восточного склона Северо-Бузачинского свода поверхность меловых отложений испытывает пологое погружение (первые метры на 1 км) в сторону сора Кайдак, обрисовывая одновременно и западную центрoклиналь Северо-Устюртского прогиба. На фоне этой моноклинали у южного берега залива Комсомолец среди сплошного поля отложений олигоцена картировочными скважинами под маломощным покровом антропогенных отложений вскрыты белые мергели адаевской свиты верхнего эоцена. Ю. М. Васильев (1958) связывал эти выходы с наличием пологих платформенных структур, которые он выделял под названиями Турумской и Тасурпинской. Однако пробуренные позднее близ этих выходов крелиусные скважины на глубине 500 м не вышли из отложений олигоцена. Сейсмический профиль, прошедший вдоль западного побережья сора Кайдак, также не подтвердил указанные структуры. По-видимому, если отмеченные выходы верхнеэоценовых пород действительно существуют, то они скорее всего, связаны с небольшими по размерам соляными диапирами. Крылья последних могут иметь значительную крутизну, вследствие чего отложения эоцена на небольшом расстоянии резко погружаются под отложения олигоцена.

Непосредственно к юго-востоку от Северо-Бузачинского свода, отделяясь от него неглубокой ундуляцией шарнира, расположена Кызаянская брахиантиклиналь. Она начинает полосу небольших поднятий, прослеживаемых в субширотном направлении на расстоянии 300 км от центральной части п-ова Бузачи через сор Кайдак по южной периферии Северного Устюрта почти до сора Барсакельмес и выделяемых под названием Кызано-Байчагырской зоны поднятий. Брахиантиклинали в ее пределах достигают 25—30 км длины, при ширине до 10—15 км. Углы наклона слоев палеогеновых и верхнемеловых пород на их крылья не превышают первых градусов, а чаще составляют десятки минут. Расположенная к востоку от Кызаянской брахиантиклинали Кайдакская (Кырынская) брахиантиклиналь, изученная сейсморазведкой, осложнена продольным сбросом, по которому северо-восточный блок на несколько десятков метров оказался опущенным. Более восточные брахиантиклинали этой зоны, также выявленные сейсморазведкой, по кровле меловых отложений выражены нечетко. Часто они по существу являются структурными террасами, осложняющими региональный наклон слоев северных румбов.

К югу от Северо-Бузачинского поднятия расположен пологий и неглубокий Южно-Бузачинский прогиб. Он протягивается в широтном направлении на расстояние около 125 км. Ундуляция шарнира разделяет его на две мулды. В восточной из них глубина залегания поверхности меловых отложений составляет около —175 м. Деформация меловых отложений в пределах Южно-Бузачинского прогиба составляет первые метры на километр. На западе он скрывается под водами Мангышлакского залива, где испытывает замыкание и быстро затухает.

На востоке Южно-Бузачинский прогиб отделен от зоны регионального погружения слоев к северо-востоку, в сторону Северо-Устюртского прогиба, Кызано-Байчагырской зоной поднятий.

Кассарминская мегантиклиналь

От мыса Актумск и колодца Кассарма на побережье Аральского моря в глубь плато Устюрт почти широтно протягивается Кассарминская мегантиклиналь (Гарецкий, Самодуров, Яншин, 1958). Длина ее в пределах Устюрта 200 км, ширина 100—125 км. На востоке мегантиклиналь скрывается под водами Аральского моря, и здесь ее строение изучено еще очень плохо. На основании анализа гравитационного поля можно предполагать, что от берега моря происходит плавный поворот ее оси к юго-востоку. Испытывает дугообразный изгиб, Кассарминская мегантиклиналь у южного

берега Аральского моря приобретает меридиональное простирание и в районе п-ова Муйнак, по-видимому, непосредственно переходит в Нижне-Аму-Дарьинскую мегантиклиналь. В чинках плато Устюрт в своде мегантиклинали обнажены отложения верхнего мела и нижние горизонты палеогена (Гарецкий, Самодуров, Яншин, 1959; Загоруйко, Скворцов, 1959), к северу и югу погружающиеся под более высокие горизонты палеогена и неогена. Кассарминская мегантиклиналь состоит из крупных антиклиналей, разделенных синклиналями (Ишутин, 1960; Зорькин, Ишутин, Таль-Вирский, 1961).

Западная часть Кассарминской мегантиклинали, расположенная в пределах плато Устюрт, представляет собой систему веерообразно расходящихся в западном и северо-западном направлениях структурных носов.

Северную структуру этой мегантиклинали составляет собственно К а с с а р м и н с к а я а н т и к л и н а л ь. В пределах суши она представляет собой крупный структурный нос, погружающийся в запад-северо-западном направлении. В северо-западной части Кассарминская антиклиналь разделяется, по крайней мере, на две ветви, постепенно погружающиеся и затухающие в сторону Северо-Устюртского прогиба. Антиклиналь асимметрична. Ее северное крыло и запад-северо-западная периклиналь более крутые (до 10—20 м на 1 км). Они переходят во флектуру, отделяющую Кассарминскую антиклиналь от сопряженной с ней части Северо-Устюртского прогиба. На более пологом южном крыле наклон поверхности меловых отложений измеряется первыми метрами на километр.

Южную часть мегантиклинали составляет Т е р е н к у д у к с к а я а н т и к л и н а л ь, ориентированная строго широтно. Она имеет пологий широкий свод и значительно более крутые крылья (до 10—12 м на 1 км), по которым намечается ее сопряжение на северо-западе с Северо-Устюртским прогибом, а на юге — с Барсакельмесской впадиной. В восточной части северного крыла наклон поверхности меловых отложений уменьшается до первых метров на 1 км. В западном направлении Теренкудукская антиклиналь испытывает довольно резкое погружение и полностью затухает, вследствие чего слои далее к западу имеют региональный наклон к северу, обрисовывая южное крыло Северо-Устюртского прогиба. Восточная периклиналь антиклинали имеет значительно меньшую амплитуду.

С севера за восточную периклиналь Теренкудукской структуры, по-видимому, кулисообразно заходит К о р г а н ш и н с к а я а н т и к л и н а л ь. У побережья Аральского моря ее осевая линия отклоняется к югу и приобретает юго-восточное простирание. Наиболее приподнятая часть Корганшинской антиклинали расположена близ побережья Аральского моря, откуда наблюдается погружение шарнира в западном направлении. Юго-восточная часть антиклинали скрыта под водами Аральского моря.

Барсакельмесская впадина

К югу от Кассарминской мегантиклинали расположена крупная впадина, выделенная под названием Барсакельмесской. Она несколько вытянута с северо-запада на юго-восток на расстояние около 300 км. В поперечнике ее размер достигает 150 км. В северо-западной части впадина поворачивает к западу, приобретая почти широтную ориентировку, с одновременным воздыманием шарнира и резким сужением впадины. На меридиане западного затухания Теренкудукской антиклинали намечается четко выраженная сравнительно узкая седловина, отделяющая северо-западную центроклиналь Барсакельмесской впадины от южного крыла Северо-Устюртского прогиба.

По сравнению с Северо-Устюртским прогибом Барсакельмесская впадина имеет меньшую глубину (кровля верхнемеловых отложений в ее

центральной части, в районе одноименного сора, залегает на отметке около —600 м). Поверхность меловых отложений в ее пределах имеет очень пологое залегание (первые метры на 1 км). Лишь на северном крыле этой впадины, в зоне ее сопряжения с Кассарминской мегантиклиналью, наклон слоев увеличивается до 10—15 м на 1 км. Таких же величин он достигает на крайней южной периферии впадины, в зоне ее сопряжения с северным крылом Айбугирской мегантиклинали, а на восточной периферии, в зоне ее сопряжения с Нижне-Амударьинской мегантиклиналью, он даже увеличивается до 20—25 м на 1 км.

Центральная часть Барсакельмесской впадины осложнена крупным Аламбек-Кабанбайским поднятием. Оно вытянуто в меридиональном направлении на расстояние около 100 км, при ширине до 20 км. В его северной части слои обрисовывают четко выраженную периклинали. Напротив, к югу, близ субширотной Айбугирской мегантиклинали, после незначительного погружения шарнир Аламбек-Кабанбайского поднятия испытывает резкое воздымание, что приводит к его раскрытию и переходу в северное крыло указанной мегантиклинали. Центральная часть этого поднятия осложнена несколькими брахиантиклиналями, из которых в настоящее время наиболее хорошо изучены Аламбекская и Коскалинская. Аламбек-Кабанбайское поднятие делит Барсакельмесскую впадину на две изолированные мульды: восточную — собственно Барсакельмесскую и западную — Судочью, замкнутые по стратонизогипсе поверхности меловых отложений —500 м.

Мангышлакская система мегантиклиналей и мегасинклиналей

На п-ове Мангышлак выделяется система крупных мегантиклиналей и сопряженных с ними мегасинклиналей субширотной ориентировки (Андрусов, 1915; Алексейчик, 1941; Дьяков, 1957, 1963; Шлезингер, 1965а, б). Эта система прослеживается от побережья Каспийского моря на западе до чинков Устюрта на востоке и под слабо дислоцированным неогеновым покровом последнего прослежена до аллювиальной равнины Дарьялыка (Яншин, 1948; Луппов, 1952; Васильев, Мильничук, 1962, 1963а; Шлезингер, 1965а, б). Ее длина 850 км, ширина до 150 км. В пределах Мангышлакской системы можно выделить три района, в которых структурные элементы имеют несколько отличную друг от друга морфологию.

Структуры Западного и Центрального Мангышлака. Наиболее крупным структурным элементом Мангышлакской системы является Каратауская мегантиклиналь, расположенная в центральной части полуострова. Она протягивается по азимуту 280—290° от колодцев Удюк на западе до колодцев Огюз на востоке на расстояние около 200 км, при ширине до 40—50 км. В центральной части свода Каратауской мегантиклинали выведены на поверхность породы пермо-триаса (каратауский комплекс), являющиеся складчатым фундаментом и последовательно обрамленные отложениями юры, мела и палеогена. Ее шарнир дважды испытывает волнообразные изгибы, из-за которых выходы каратауского комплекса пород разделены на три изолированных массива: Каратаушик, Западный Каратау и Восточный Каратау. Мегантиклиналь явно асимметрична: ее южное крыло в целом значительно круче северного. Углы падения пород близ оси мегантиклинали на северном крыле достигают в среднем 20—30°, на южном 30—40°. При удалении от оси происходит в общем постепенное выполаживание наклона пород, и уже в пределах куэстовых уступов Актау, сложенных породами мелового возраста, падение слоев, как правило, не превышает 5—10°.

Южное крыло мегантиклинали осложнено многочисленными разрывными нарушениями. На северном крыле, напротив, разрывные наруше-

ния играют меньшую роль; зато в его строении принимают участие пликативные дислокации различной морфологии (Савельев, 1949). Наиболее крупными из них являются Карадирменская и Торыш-Мурзатайская антиклинали. Они имеют форму структурных носов, отходящих от гряд Каратау в северо-западном направлении в глубь Северной Прикаратауской долины. В этом же направлении погружаются их шарниры. Оси обеих антиклиналей расположены строго на продолжении антиклинальных складок (Бесчокинской и Отпанской), развитых в породах пермо-триаса гряд Каратау. Северно-восточные крылья Карадирменской и Торыш-Мурзатайской антиклиналей более крутые (градусы и первые десятки градусов). От зоны регионального наклона слоев северного крыла Каратауской мегантиклинали они отделены плоскими синклиналями клинообразной формы. К юго-востоку, в сторону гряд Каратау, последние резко сужаются; напротив в северо-западном направлении они расширяются и при затухании сопряженных с ними антиклиналей раскрываются, а слои приобретают региональный наклон северных румбов.

Вдоль северного крыла Каратауской мегантиклинали, почти на всем его протяжении, прослеживаются две флексуры. Одна из них проходит близ северного склона гряд Каратау, а другая — близ южного подножья возвышенности Северный Актау.

В наиболее погруженной части северного крыла Каратауской мегантиклинали, за куэстовой возвышенностью Северного Актау, параллельно ее оси протягивается полоса пологих антиклиналей с выходами отложений верхнего мела в сводах.

К западу от Каратауской мегантиклинали непосредственно на продолжении ее оси расположена Тюбкараганская мегантиклиналь. Она отделена от предыдущей глубокой седловиной, выполненной отложениями олигоцена. Мегантиклиналь протягивается в субширотном направлении почти по центральной части одноименного полуострова до его западного окончания и далее уходит под воды Каспийского моря. Ее длина достигает 100 км, при ширине до 25—30 км. Тюбкараганская мегантиклиналь почти на всем протяжении перекрыта отложениями среднего и верхнего миоцена, которые ложатся на различные горизонты мела и палеогена. Последние только на сравнительно небольших участках — в глубоко размытых урочищах Тюбеджик и Ханга-Баба, а также в береговых обрывах плато Тюб-Караган — выведены на современную поверхность. В результате ундуляции шарнира в своде мегантиклинали выделяется ряд самостоятельных антиклиналей. Вдоль свода проходит крупный сброс, по которому северное крыло глубоко погружено (Коган, 1959). Амплитуда сброса по меловым отложениям достигает 180 м.

На северном крыле мегантиклинали близ сброса падение слоев достигает 30°, но к северу от него слои быстро выволаживаются до первых градусов. На южном крыле на значительно большем расстоянии слои наклонены под углами от 27 до 32°. Однако при значительном удалении от свода они также выволаживаются до первых градусов. Кроме того, южное крыло мегантиклинали осложнено системой диагональных и поперечных сбросов, амплитуда которых не выходит за пределы первых десятков метров. Более погруженные участки крыльев осложнены несколькими мелкими поднятиями.

Под водами Каспийского моря Тюбкараганская мегантиклиналь прослежена сейсморазведкой (Вартанов и Корнев, 1961; Стерлягова, 1961) еще на протяжении нескольких десятков километров к запад-северо-западу, где она полностью затухает. В этом направлении наблюдается плавное погружение шарнира и постепенное уменьшение амплитуды поднятия. Тюбкараганская мегантиклиналь намечает западное окончание Мангышлакской системы. Далее к запад-северо-западу на продолжении простирания оси Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей,

судя по сейсморазведочному профилю (Вартанов и Корнев, 1961; Корнев и др., 1962), слои испытывают региональное погружение к юго-западу, в сторону Терско-Каспийского краевого прогиба.

К югу от Каратауской мегантиклинали параллельно ей протягивается Беке-Башкудукская мегантиклиналь. Ее длина составляет около 250 км, ширина — до 30 км. На западе она доходит до берега Каспийского моря, под водами которого быстро затухает. В крайней восточной части, близ пос. Сенек, мегантиклиналь отклоняется к юго-востоку и также быстро затухает.

Беке-Башкудукская мегантиклиналь представляет собой крупное поднятие, в своде которого выведены отложения средней юры. Крылья и периклинали осложнены рядом более мелких структур. Эта мегантиклиналь имеет сравнительно пологий свод и резкую асимметрию крыльев. Падение пород на ее своде в отложениях юры составляет к югу 8—10°, а к северу 3—5°. При удалении от свода в отложениях мела наблюдаются более крутые углы падения слоев, которые достигают на северном крыле 6—8°, а на южном 30—35°, образуя здесь четко выраженную флексуру. Этой флексуре по данным сейсморазведки (Коган и Пасуманский, 1959), в отложениях неокома отвечает сброс, по которому южное крыло опущено на несколько сотен метров.

Структуры Восточного Мангышлака и Центрального Устюрта. К востоку Каратауская мегантиклиналь подставляется рядом сложно построенных мегантиклиналей, разделенных мегасинклиналями (Плещеев, Шарапов и Шлезингер, 1961). В отличие от мегантиклиналей Центрального Мангышлака мегантиклинали Восточного Мангышлака состоят из равновеликих линейных антиклиналей, брахиантиклиналей и брахисинклиналей, структурных носов и структурных заливов. Структуры расположены или непосредственно на продолжении друг друга, или (чаще) кулисообразно. Направление этих мегантиклиналей и мегасинклиналей, так же как и простираание большинства составляющих их структур, отклоняется от общего простираания Мангышлакской системы на 15—20° к юго-востоку (305—310°).

Тумгачинская мегантиклиналь расположена непосредственно к востоку от Каратауской мегантиклинали. Она протягивается с северо-запада на юго-восток на расстояние около 150 км, при ширине до 15 км.

Своды составляющих ее антиклиналей состоят из отложений мела; а в наиболее крупной и сложно построенной собственно Тумгачинской антиклинали на небольших участках выведены породы пермо-триасового складчатого основания, последовательно обрамленные с юго-запада отложениями юры и мела. С северо-востока эти выходы оборваны региональным разломом, прослеживающимся вдоль всей мегантиклинали. Северо-восточный блок этого разлома глубоко погружен. Плоскость сбрасывателя падает в сторону опущенного блока под углами 60—80°. Амплитуда смещения превышает 500 м. Тумгачинская антиклиналь представляет собой относительно узкую, с крутым сводом структуру. На северо-восточном ее крыле вблизи разлома отложения альба наклонены под углами 35—50°, при удалении от разлома падение слоев уменьшается до 15—20° в породах сеномана и до 4—6° в породах сенона и датского яруса. На юго-западном крыле углы падения в юрских отложениях равны 15—20°, а при удалении от свода в меловых отложениях они не превышают 7—9°.

Между Каратауской и Тумгачинской мегантиклиналями на севере и северо-востоке и Беке-Башкудукской мегантиклиналью на юге расположена Чакырганская мегасинклиналь. Ее длина 300 км, ширина 20—25 км. Ундуляцией шарнира она разделена на три крупных синклинали: собственно Чакырганскую на западе, Саускан-Бостанкумскую и Тюесуинскую. Чакырганская мегасинклиналь выполнена в основном

отложениями неогена и палеогена, и только в Тюесуинской синклинали на поверхность выходят породы верхнего мела. Мегасинклиналь асимметрична: на ее северном крыле наклон слоев верхнего мела и палеогена достигает $8-10^\circ$, на южном крыле — не превышает $3-4^\circ$.

К востоку от южной части Тумгачинской мегантиклинали расположена Карашекская мегантиклиналь, протягивающаяся с северо-запада на юго-восток на расстояние около 75 км, при ширине до 15 км. В ее своде выходят отложения мела, юры и пермо-триасовые породы складчатого фундамента. Последние местами соприкасаются с отложениями юры и мела по сбросам, близ которых наклон слоев платформенного чехла достигает $60-70^\circ$. Однако при удалении от сбросов наклоны слоев уменьшаются до первых десятков градусов, а еще дальше, в отложениях сенона, до $7-10^\circ$. Таким образом, Карашекская мегантиклиналь вырисовывается как линейно вытянутая структура с относительно узким круглым сводом и более пологими крыльями.

Караманско-Музбельская мегантиклиналь расположена к востоку от Карашекской и вытянута на 200 км. при ширине до 20—25 км. В своде мегантиклинали выходят отложения мела, юры и пермо-триасовые породы фундамента. На западе азимут ее простирания равен $315-320^\circ$, а затем она плавно изгибается, приобретая субширотную ориентировку. Наклон слоев на крыльях достигает первых десятков градусов, уменьшаясь на их периферии до $4-6^\circ$ (Ильина, 1932). Северное крыло осложнено флексурой, наклон слоев вдоль которой составляет $60-80^\circ$.

В восточной части мегантиклиналь заходит в район Центрального Устюрта, в пределах которого она в виде полого погружающихся структурных носов прослеживается еще на значительное расстояние.

Восточную часть Мангышлакской системы составляют крупные мегантиклинали и разделяющие их мегасинклинали, имеющие более простую морфологию и перекрытые чехлом неогеновых осадков плато Устюрт. Мегантиклинали имеют коробчатое строение. Как правило, ундуляциями шарнира они разделены на крупные антиклинали. Рассматриваемые структурные элементы занимают территорию Центрального Устюрта, но на западе они проникают на значительное расстояние в глубь Восточного Мангышлака вплоть до урочища Тузбаир. На востоке они также выходят за пределы Центрального Устюрта и под аллювием р. Аму-Дарьи прослеживаются до пос. Куна-Ургенч.

Крайним западным структурным элементом здесь является Тузбаирская мегантиклиналь. Она расположена к северо-востоку от Тумгачинской мегантиклинали и протягивается от одноименного сора сначала на восток-юго-восток, а затем вблизи чинков Устюрта поворачивает к юго-востоку, где быстро затухает. Ее длина достигает 100 км, а ширина 25—30 км. Тузбаирская мегантиклиналь состоит из системы крупных антиклиналей с пологими и сравнительно широкими сводами, сложенными породами не древнее альбского яруса, и более крутыми крыльями, углы наклона слоев мела на которых в среднем составляют 10° .

Аличкинско-Боткинская мегасинклиналь расположена на стыке четырех мегантиклиналей. С юго-запада ее ограничивает Тумгачинская, с севера и северо-востока — Тузбаирская и Караманско-Музбельская мегантиклинали, а на юго-востоке в нее вдается Карашекская мегантиклиналь. Длина мегасинклинали достигает 130 км, ширина до 30 км. Она осложнена двумя довольно крупными поперечными антиклиналями широтного простирания, в своде которых выходят отложения мела. Антиклинали не имеют периклиналей и раскрываются в сторону окружающих мегантиклиналей. Аличкинско-Боткинская мегасинклиналь состоит из ряда мульд и синклиналей, выполненных отложениями палеогена. Углы падения слоев на их крыльях не превышают 10° и только во флексурах, осложняющих периферии крыльев, увеличиваются до $30-35^\circ$.

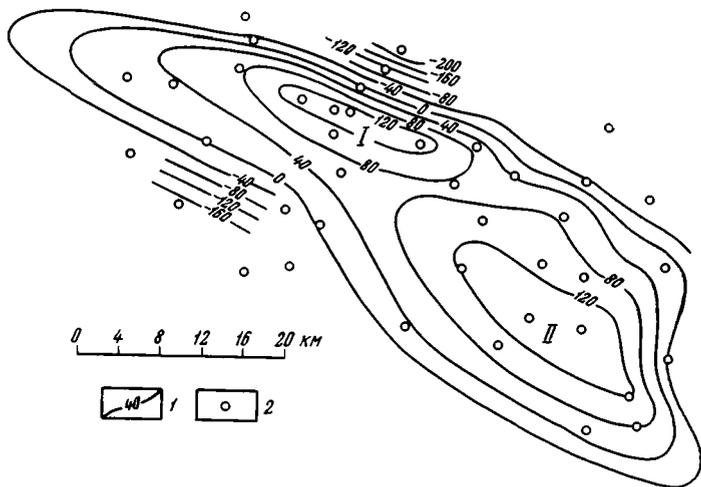


Рис. 71. Структурная карта Карабаурской антиклинали по горизонту известняков альбского яруса (по Г. Н. Носову и А. М. Жуковой).

1 — изогипсы; 2 — скважины, вскрывшие известняки альбского яруса. Брахантиклинали: I — Кахбахтинская, II — Карамолинская

С востока Тузбаирская мегантиклиналь кулисообразно подставляется Карабаурской мегантиклиналью. Она начинается вблизи чинка плато Устюрт в районе урочища Кызыладыр и прослеживается по данным геофизики (Манилов, 1964) и бурения (Кузьмина, 1964) под неогеновыми породами далеко в глубь плато в юго-восточном направлении на расстояние около 350 км, при ширине до 30—35 км. В результате ундуляции шарнира в своде Карабаурской мегантиклинали выделяется несколько седловин (Алексеев, Фокин, 1964). Западная периклиналь собственно Карабаурской антиклинали, кроме того, внутри сплошного поля отложений сеномана, осложнена небольшим Байменским грабеном. Северное крыло мегантиклинали на всем протяжении значительно круче южного (рис. 71). Углы наклона пород верхнего мела на нем достигают 20—25°, а на южном крыле уменьшаются до 5—6°. В восточной части мегантиклинали этот флексурообразный изгиб слоев северного крыла, по-видимому, переходит в крупное разрывное нарушение (Астафьева, 1961, 1964), по которому отложения альба приподнятого южного блока приведены в соприкосновение с отложениями сенона.

Каратебинская мегантиклиналь расположена непосредственно к югу от Карабаурской и простирается параллельно последней на расстояние около 200 км, при ширине до 20—25 км. Эта мегантиклиналь целиком перекрыта неогеновым чехлом и выявлена исключительно по данным бурения. В ее своде под неогеном развиты отложения сеноманского яруса, в которых в результате ундуляции шарнира выделяются две самостоятельные структуры. Западная из них — собственно Каратебинская — узкая вытянутая антиклиналь (рис. 72). Ее западная периклиналь прослежена в породах сеномана еще на расстоянии нескольких десятков километров, почти до чинка Устюрта в районе колодца Кугусем. Шарнир ее на этом протяжении, вероятно, испытывает ундуляции, которые еще недостаточно изучены. В своде восточной части Каратебинской мегантиклинали выделяется небольшая Хоскудукская антиклиналь. Каратебинская мегантиклиналь построена симметрично, причем падение слоев на ее крыльях измеряется первыми градусами.

Бусагинская мегасинклинали расположена к югу от Карабаурской мегантиклинали. Ее южное крыло сопряжено с Караманско-

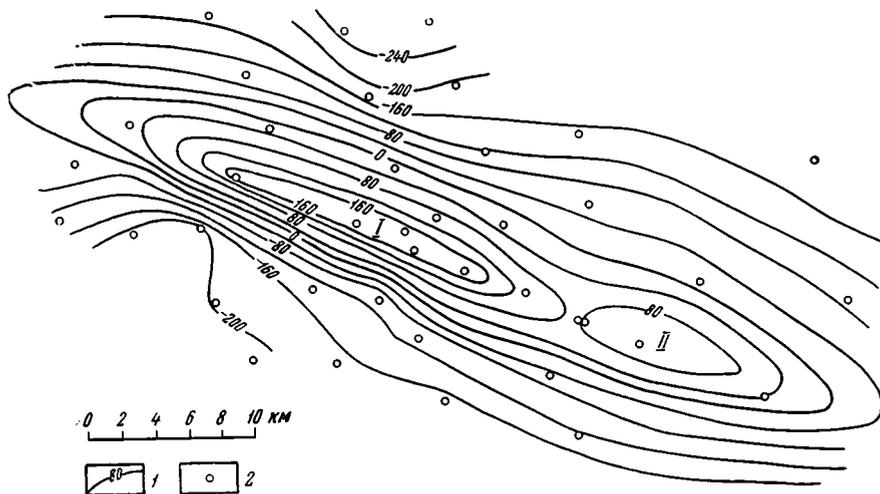


Рис. 72. Структурная карта Каратебинской антиклинали по подошве сенона (по Г. Н. Носову и А. М. Жуковой).

1 — изогипсы; 2 — скважины, вскрывшие подошву отложений сенона. Антиклинали: I — Каратебинская, II — Хоскудукская

Музбельской мегантиклиналью. На западе к ней подходит Тузбаирская мегасинклиналь, а ее восточная часть Каратебинской мегантиклиналью разделена на две ветви. Мегасинклиналь простирается в субширотном направлении на расстояние около 300 км, при ширине до 50 км. Почти нацело она перекрыта отложениями неогена, и ее строение установлено по данным бурения, а также по выходам мела и палеогена, которые обнажены в глубоких оврагах, далеко заходящих с юга в глубь плато Устюрт. Ее западная часть выделяется под названием собственно Бусагинской мульды. Эта мульда имеет значительные размеры, округлые очертания и в центральной части выполнена отложениями олигоцена. Падение пород на южном крыле мульды достигает 10° , на северном не более $1-2^\circ$. Ее западная центроклиналь сопряжена с Аличкинско-Боктинской мегасинклиналью. На северо-западе Бусагинская мульда, постепенно сужаясь, доходит до чинков плато Устюрт, где ей соответствует выступающая останцовая гора Кольбай. На востоке Бусагинская мегасинклиналь разделяется на две ветви: Ельтеджинскую и Кожинтайскую синклинали. На юго-востоке обе синклинали раскрываются в сторону Ассакеауданского прогиба.

Шорджинская мегантиклиналь расположена к юго-востоку от Карабаурской и отделена от нее глубокой седловиной, намечающейся под неогеновым покровом по сплошному распространению отложений палеогена. Мегантиклиналь имеет сначала юго-восточное простирание, а затем, постепенно поворачивая к югу, приобретает строго меридиональное направление. Общая ее длина достигает 100 км, ширина 25 км. Почти на всем протяжении она перекрыта неогеновым покровом, и только во впадине Шорджа на современную поверхность выведены отложения верхнего мела, слагающие ее юго-западное крыло. Шорджинская мегантиклиналь имеет асимметричное строение. На ее юго-западном и западном крыльях падение слоев измеряется несколькими градусами, например, в урочище Шорджа оно достигает $5-10^\circ$ (Кобаевич, 1956б). Наклон слоев в пределах восточного и северо-восточного крыльев, по-видимому, не превышает первых градусов. В результате ундуляции шарнира в своде мегантиклинали выделяется ряд самостоятельных структур. Ее юго-западное

крыло, по данным Г. Ф. Пантелеева и Н. Г. Попова (1961), осложнено взбросом или, возможно, системой взбросов северо-западного простирания. Плоскость взброса обнаружена в скважине, которая из отложений сеноман-турона вошла в глины олигоцена. Породы сеноман-турона вблизи его плоскости сильно перемяты и имеют углы падения, достигающие 90° . Амплитуда взброса достигает 500 м. Южная периклиналь Шорджинской мегантиклинали прослеживается еще на значительном расстоянии среди палеогеновых отложений Сарыкамьшской впадины.

С севера за Шорджинскую структуру кулисообразно заходит Айбугирская мегантиклиналь. Она имеет субширотное простирание и только в крайней восточной части несколько отклоняется к юго-востоку. Длина ее достигает 150 км, ширина 20 км. В своде мегантиклинали в результате ундуляции шарнира выделяется несколько антиклиналей и брахиантиклиналей. Наиболее хорошо изучена центральная из них, известная как собственно Айбугирская горст-антиклиналь. Она расположена под аллювиальными наносами р. Аму-Дарьи, которые непосредственно подстилаются отложениями верхней юры, а на крыльях и периклиналях — отложениями мела. С севера и юга она ограничена крупными разрывными нарушениями, по которым ее крылья глубоко погружены. Южное из них близ ядра антиклинали имеет характер взброса или крутопадающего надвига, так как скважина, вошедшая в отложения верхней юры, пересекла его плоскость и вскрыла под ней непосредственно породы аптского яруса (Гарецкий, Пантелеев и др., 1964). Амплитуда разрывных нарушений достигает 600 м. Указанные разрывные нарушения протягиваются к чинкам плато Устюрт, где амплитуда их уменьшается до десятков метров. Чинк плато Устюрт в урочище Айбугир сложен породами верхнего мела и палеогена и представляет собой далекую периферию западной периклинали Айбугирской горст-антиклинали. Здесь в меридиональном обрыве выходят отложения сенона, образующие пологий свод, осложненный системой мелких сбросов и взбросов с амплитудой от метров до первых десятков метров. На крыльях, где появляются породы палеогена, наклон последних измеряется первыми градусами. К востоку разрывные нарушения, ограничивающие

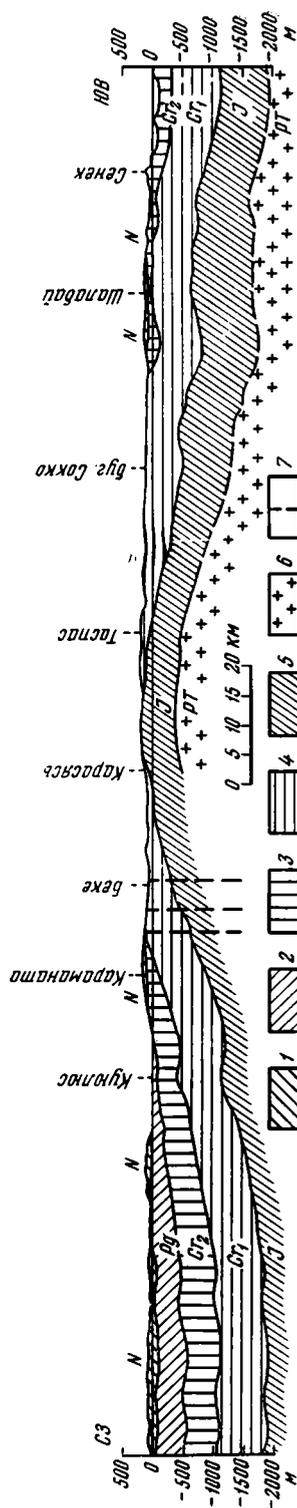


Рис. 73. Геологический разрез по простиранию Беке-Башкудуской мегантиклинали (по К. В. Кручинину, 1961 г.).

1 — неоген (без нижнего миоцена); 2 — палеоген; 3 — верхний мел; 4 — нижний мел; 5 — юра; 6 — пермо-триас; 7 — сбросы

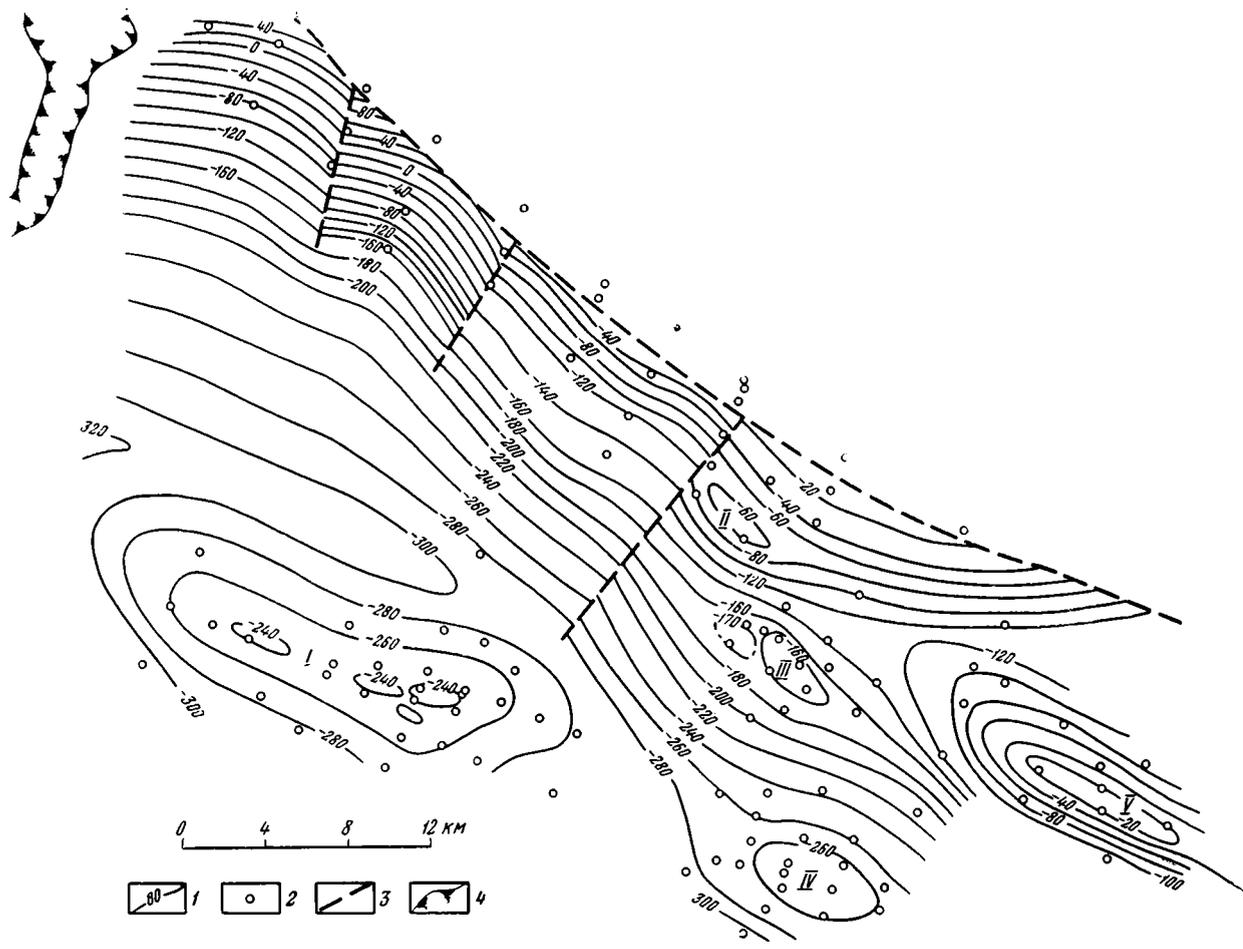


Рис. 74. Структурная карта Жетыбайской ступени по подошве турона (по В. В. Козмодемьянскому).

1 — изогипсы; 2 — скважины, вскрывшие подошву турона; 3 — разломы; 4 — чинки (обрывы) бессточных впадин. Антиклинали: I — Жетыбайская, II — Асарская, III — Карамандыбасная, IV — Западно-Жетыбайская, V — Парсумурунская

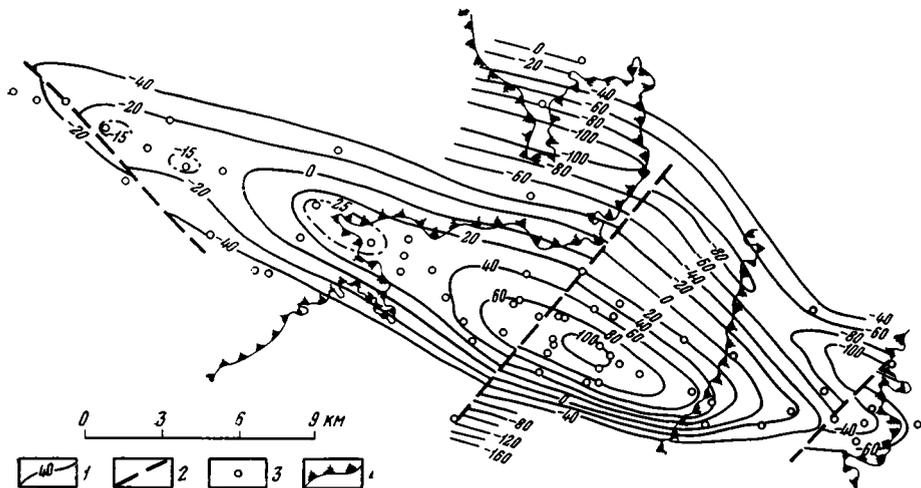


Рис. 75. Структурная карта подошвы турона Узеньской антиклинали (по В. В. Козмодемьянскому и др.).

1 — изогипсы; 2 — разломы; 3 — скважины; 4 — чинки (обрывы) бессточных впадин

свод Айбугирской горст-антиклинали, сходятся в единый разлом, срезающий восточную периклиналь этой структуры. Отсюда разлом прослеживается еще на значительное расстояние к восток-юго-востоку и доходит до пос. Куны-Ургенч. На всем протяжении этого разлома юго-западный блок его резко приподнят.

Структурные ступени южного ограничения Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей. Южная периферия Мангышлакской системы на значительном протяжении осложнена структурными ступенями. Наиболее четко такая ступень выделяется к югу от Беке-Башкудукской мегантиклинали. Здесь к югу от флексуры ее южного крыла общее региональное погружение слоев резко замедляется и осложнено четко выраженной Жетыбайской ступенью (рис. 73, 74, 75). Ее длина составляет 150 км, при максимальной ширине 50 км. Ступень осложнена рядом брахиантиклиналей. С запада на восток здесь расположены: Тарлинская, собственно Жетыбайская, Восточно-Жетыбайская, Актаская, Тасбулатская, Карамандыбасская, Узеньская, Тенгинская, Кокумбайская, Тугискенская антиклинали и брахиантиклинали субширотного простирания, подробно описанные Б. Ф. Дьяковым и др. (1961), П. И. Краевым (1961б, 1962), Н. У. Имашевым и др. (1962), В. В. Козмодемьянским (1962, 1963), Р. И. Вяловой и др. (1963), С. Шалабаевым (1963), М. К. Байларовым и Ж. С. Туремуратовым (1964), Ж. С. Туремуратовым (1964), С. Е. Чакабаевым и др. (1964), В. Г. Матвеевым и Ю. А. Волож (1965). Амплитуда структур невелика и даже у наиболее крупных из них (Тарлинская, Жетыбайская и Узеньская) измеряется всего несколькими десятками метров. Антиклинали и брахиантиклинали не образуют единую структурную линию и расположены в различных частях Жетыбайской ступени. Обычно они находятся на значительном расстоянии одна от другой или подставляются кулисообразно.

К югу от Карашекской мегантиклинали выделяется ступень несколько меньших размеров. В настоящее время она изучена еще недостаточно полно.

Значительно лучше изучена ступень, расположенная к югу от Карабаурской и Каратеблянской мегантиклиналей. Она может быть выделена под названием Шахпахтинской (рис. 76). Ее длина достигает 125 км, ширина 50 км. Значительную ее часть занимает собственно Шахпахтин-

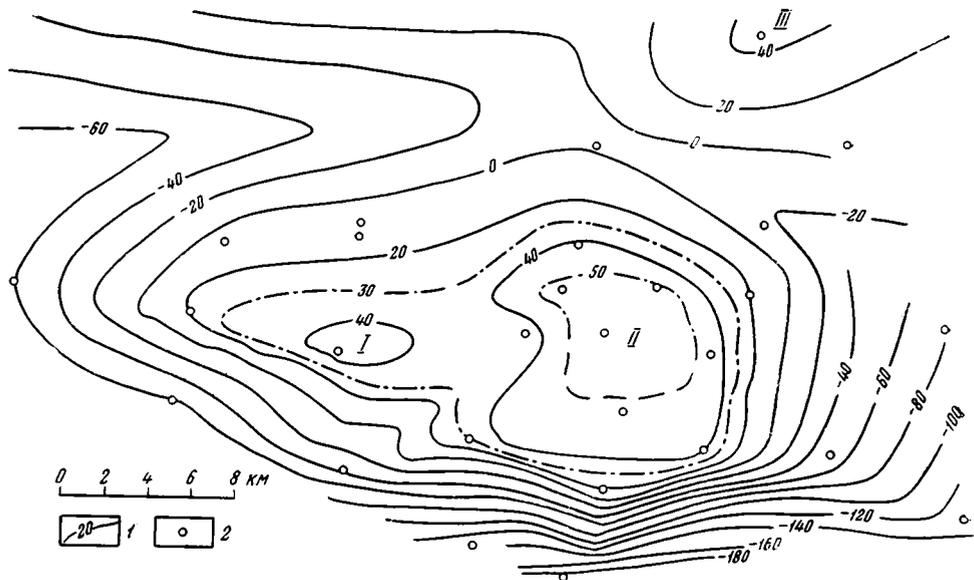


Рис. 76. Структурная карта Шахматинской антиклиналь по подошве шорымской свиты верхнего эоцена (по Г. Н. Носову и А. М. Жуковой).

1 — изогипсы; 2 — скважины, вскрывшие подошву шорымской свиты верхнего эоцена. Брахиантиклинали: I — Шахматинская; II — Западно-Шахматинская, III — Карколинская

ская антиклиналь, вытянутая в широтном направлении и под неогеном сложенная в своде породами верхнего мела и нижними горизонтами палеогена. Свод антиклинали пологий, почти плоский, осложненный двумя куполовидными вздутиями. Антиклиналь резко асимметрична. Ее южное крыло крутое, с наклоном слоев в несколько градусов. В пределах южного крыла на небольшом участке в котловине Шахматы из-под покрова неогена выведены на современную поверхность отложения эоцена. Северное крыло, напротив, очень пологое и падение слоев на нем выходит за пределы первого градуса.

Анализ пространственного положения описанных выше структурных элементов платформенного чехла Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей показывает следующие закономерности. На западе структурные элементы протягиваются параллельно общему ее направлению. Однако уже на Восточном Мангышлаке они расположены под углом $15-20^\circ$ к ее общему простиранию. Здесь и дальше к востоку, в пределах Центрального Устюрта и аллювиальной равнины низовьев р. Амударьи, развито несколько структурных элементов, кулисообразно представляющих друг друга.

На севере Мангышлакская система имеет очень резкую прямолинейную границу. На востоке граница определена флексурно-разрывной зоной, тянущейся вдоль северных крыльев Айбугирской и Карабаурской мегантиклиналей. В Центральном и Западном Мангышлаке она выражена линейными антиклиналями, параллельными общему направлению системы. На крайнем западе северное крыло Тюбкараганской мегантиклинали оборвано региональным разломом. Южная граница Мангышлакской системы только в меньшей по протяженности западной части прямолинейна. Уже от юго-восточного замыкания Беке-Башкудукской мегантиклинали она приобретает неровный, фестончатый, характер. Здесь антиклинальные структурные элементы далеко вдаются в сторону прогибов, расположенных к югу от этой системы, и постепенно затухают по направлению к центральным частям прогибов. Напротив, от этих прогибов далеко в глубь Ман-

гышлакской системы заходят структурные заливы, разделяющие рассмотренные выше мегантиклинали. Таким образом, южная граница Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей имеет неровные, извилистые, очертания, связанные с отклонением к юго-востоку составляющих ее структурных элементов и их постепенным затуханием в сторону прогибов. Восточное окончание Мангышлакской системы также представляет собой группу веерообразно расходящихся антиклинальных структурных элементов, постепенно затухающих в прогибах, расположенных от нее к югу и востоку.

Северо-Туркменская зона прогибов

К югу от Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей прослеживается полоса глубокого залегания кровли меловых отложений, выделенная Ю. Н. Годиным (1960а, г) под названием Северо-Туркменского прогиба. Огромная протяженность и сложность строения дает основание называть этот структурный элемент зоной прогибов. На западе он имеет субширотную ориентировку, но восточнее Шорджинской мегантиклинали Мангышлакской системы простираение его меняется на юго-восточное, а в крайней восточной части становится меридиональным. Таким образом, Северо-Туркменская зона прогибов в виде плавной дуги огибает положительные структурные элементы Центральной Туркмении. Ее длина достигает 1200 км, ширина до 100 км.

Западную часть Северо-Туркменской зоны прогибов составляет Южно-Мангышлакский прогиб¹, строение которого освещено во многих работах (Мстиславский и Столяров, 1960; Клейнер, 1962; Столяров и Шлезингер, 1962; Черепанов и Слепакова, 1963). Он протягивается в субширотном направлении на расстояние около 300 км, ширина его до 75 км. С поверхности прогиб сложен породами неогена, и лишь в глубоких бессточных впадинах в его пределах обнажены отложения палеогена. В наиболее глубокой части прогиба расположены бессточные впадины Каунды и Жазгурлы (Димаков, Семенова, Слепакова, 1963). Здесь кровля меловых отложений опущена до —1200 м. Эта часть прогиба выделяется под названием Карабахтинской, или Жазгурлинской, мульды. К северо-западу от бессточной впадины Каунды намечается центроклинальное замыкание мульды, которое прослеживается до южной окраины бессточной впадины Карагие. Еще северо-западнее поверхность меловых отложений испытывает региональное погружение уже к юго-западу, в сторону Терско-Каспийского краевого прогиба.

Вновь южное крыло прогиба намечается лишь в районе мыса Сегендык, где изогипсы кровли мела несколько отклоняются к востоку, вырисовывая небольших размеров структурный залив (Сегендыкскую мульду), который под водами Каспийского моря быстро раскрывается и переходит в региональное погружение слоев в сторону Терско-Каспийского краевого прогиба.

Южно-Мангышлакский прогиб имеет резко выраженное асимметричное строение. Северное его крыло более крутое, местами осложненное флексуобразными изгибами; погружение поверхности меловых отложений в их пределах достигает 40—50 м на 1 км. На южном крыле наклон этой поверхности не превышает 10 м на 1 км. Центральная часть и крылья Южно-Мангышлакского прогиба осложнены рядом локальных структур, выявленных в последние годы сейсморазведкой.

¹ Южно-Мангышлакский прогиб и расположенный от него к востоку Ассакеауданский прогиб А. Л. Яншин (1948, 1951) выделял под названием синклинали «бессточных впадин», а А. С. Столяров и А. Е. Шлезингер (1962) — синклинальной зоны «бессточных впадин».

В районе мыса Песчаного изогипсы кровли меловых отложений испытывают дугообразный изгиб, обращенный выпуклостью к юго-западу (Козмодемьянский, Нурманов, 1964). Образованный этим изгибом структурный нос, отходящий от Жетыбайской ступени, представляет собой погребенно под отложениями среднемиоценового — нижнеплиоценового структурного яруса Песчаномысское поднятие. В центральной части этой структуры, по данным бурения, выделяется замкнутое по изолинии — 475 м локальное поднятие небольших размеров. Под водами Каспийского моря наклон поверхности меловых отложений, обрисовывающий южное крыло Песчаномысского поднятия, увеличивается до 15—20 м на 1 км.

К югу от Песчаномысского поднятия под водами Каспийского моря расположен Казахский структурный залив. Он простирается в широтном направлении на расстояние около 75 км, при ширине до 30—35 км. На востоке вблизи берега моря резко выраженной седловиной он отделен от Карабарахтинской мульды Южно-Мангышлакского прогиба, а на западе раскрывается в сторону Терско-Каспийского краевого прогиба (Лебедев, 1961).

К востоку от впадины Жазгурлы намечается замыкание Южно-Мангышлакского прогиба, центроклинальное окончание которого прослеживается вплоть до впадины Каранжарык. Здесь расположена четко выраженная Каранжарыкская седловина, осложненная несколькими локальными структурами (Шолохов, 1964; Захидов, 1965). Далее к востоку шарнир Северо-Туркменской зоны прогибов вновь испытывает погружение, вырисовывая Ассакеауданский прогиб. Он протягивается в субширотном направлении на расстояние около 300 км, ширина его до 80—100 км. На всем протяжении прогиб сложен с поверхности породами неогена. Седловинами и поперечными поднятиями он разделяется на несколько мульд. Максимальное погружение (до —1000 м) кровля меловых отложений испытывает в крайней западной из этих мульд, выделяемой под названием Учкудукской (Левин и др., 1960; Куприн и Левин, 1962; Шолохов, 1962; Захидов, 1965). В остальных частях Ассакеауданского прогиба кровля мела не погружается глубже минус 400 — минус 600 м. Прогиб имеет асимметричное строение. В центральной части поверхность меловых отложений наклонена очень слабо (первые метры на 1 км). На крыльях ее наклон увеличивается до 25—30 м на 1 км. Центральная часть и крылья Ассакеауданского прогиба осложнены рядом локальных брахиантиклиналей, изученных наиболее полно в его юго-западной части (Куприн и Левин, 1962; Шолохов, 1963; Захидов, 1965).

К юго-востоку от Ассакеауданского прогиба, отделяясь резко выраженной седловиной, расположен Хорезмско-Измаильский прогиб. Седловина, выделяемая под названием Сарыкамышской, расположена строго на продолжении Шорджинской мегантиклинали Мангышлакской системы.

Хорезмско-Измаильский прогиб протягивается вначале в юго-восточном, а затем меридиональном направлении на расстояние около 600 км, при ширине до 100—120 км. С поверхности большая, южная, его часть сложена континентальными породами заунгузской свиты верхнего миоцена — нижнего плиоцена, разделение которых образует песчаные массивы Заунгузских Каракумов. Меньшая, северо-западная, часть прогиба расположена в пределах аллювиальной равнины р. Аму-Дарья, где на небольших участках обнажены отложения палеогена (Туголесов, 1955).

Хорезмско-Измаильский прогиб имеет сложное строение. Западная часть его выделяется под названием Дарьялык-Дауданской мульды (Кузьмина, 1960; Пантелеев, Попов, 1961). С запада, со стороны Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей, в нее заходит несколько структурных носов, погружающихся и затухающих к

центральной части мульды. Эти структурные носы разделяют западную часть мульды на ряд структурных заливов, раскрывающихся к ее центру. Кровля меловых отложений здесь погружается до -700 м. Северное крыло мульды осложнено несколькими локальными структурами куполовидной формы. Наклон поверхности меловых отложений в его пределах равен $12-15$ м на 1 км, в то время, как на южном крыле он измеряется первыми метрами на 1 км. Кроме того, на южном крыле обнаружена крупная Нурумгурская брахиантиклиналь, имеющая субширотную ориентировку.

В районе пос. Куны-Ургенч в Хорезмско-Исмаильском прогибе выделяется небольших размеров Куны-Ургенчская мульда, ориентированная в меридиональном направлении. На юге она замыкается по изолинии -575 м, на севере же узкой горловиной ограничивает восточный край Айбугирской мегантиклинали Мангышлакской системы, а далее к северу раскрывается в сторону Барсакельмесской впадины.

К востоку от меридиана г. Ташауза намечается центроклинальное замыкание Дарьялык-Дауданской мульды. Отделяясь четко выраженной седловиной, далее расположена более глубокая Балкуинская мульда (Алиев и др., 1965), которая по стратонизогипсе -700 м имеет меридиональную ориентировку. В ее наиболее прогнутой части кровля меловых отложений погружается до -1000 м. По этой стратонизогипсе наиболее прогнутая часть Балкуинской мульды приобретает широтную ориентировку. На северной периферии мульды бурением и сейсморазведкой обнаружена крупная Ачаковская брахиантиклиналь, ориентированная с северо-востока на юго-запад. Кровля меловых отложений в ее центральной части поднимается до -600 м. С востока и запада Балкуинская мульда ограничена резко выраженными флексурными изгибами, в пределах которых рассматриваемая поверхность имеет наклон, соответствующий $35-40$ м на 1 км. От северной части Балкуинской мульды к востоку отходит Ургенчский структурный залив.

К восток-юго-востоку от Балкуинской мульды кулисообразно расположена Заунгузская мульда. Они разделены резко выраженной седловиной, в пределах которой кровля меловых отложений залегает на отметках выше -700 м. Заунгузская мульда протягивается отсюда в южном направлении до Репетекского соляного вала, оконтуриваясь стратонизогипсой -700 м. В наиболее глубоких частях мульды, выделяющихся в виде изолированных брахисинклиналей, поверхность меловых отложений погружается до -900 м. Северная брахисинклиналь протягивается в юго-восточном направлении, ограничивая с востока северную часть Багаджинского поднятия. Южная брахисинклиналь непосредственно прилегает к Репетекскому соляному валу. По стратонизогипсе -900 м она ориентирована субширотно.

С востока и запада Заунгузская мульда ограничена резкими флексуробразными изгибами, в пределах которых наклон кровли меловых отложений достигает $30-40$ м на 1 км.

Западнее Заунгузской мульды расположено Восточно-Унгузское поднятие (Коц, 1962; Коц и Теплицкий, 1963; Алиев и др., 1965). Оно представляет собой сравнительно узкую линейную структуру, вытянутую в строго меридиональном направлении. В сводовой части в результате ундуляции шарнира выделяется несколько брахиантиклиналей. В наиболее приподнятой и лучше изученной Гагаринской брахиантиклинали кровля меловых отложений поднимается до отметки -200 м. К северу от этой брахиантиклинали Восточно-Унгузское поднятие через седловину, разделяющую Балкуинскую и Заунгузскую мульды, соединяется с Западно-Питнякской структурной террасой (Амурский, Хорошилов и др., 1964) Бухаро-Хивинской зоны ступеней. От северного окончания Гагаринской брахиантиклинали в юго-западном направлении отходит крупное

Демшинское поднятие, обнаруженное в 1964 г. В. С. Алексеевым в результате проведенной здесь геологической съемки. Оно оконтурено стратозигипсой — 500 м, причем в его наиболее приподнятой части поверхность меловых отложений поднимается до отметки — 400 м. К югу Восточно-Унгузское и Демшинское поднятия расходятся, и в образовавшемся между ними треугольнике лежит Илимская мульда (Алиев и др., 1965). В ее центральной части поверхность меловых отложений погружается до отметки — 900 м. На юге Илимская мульда тупо упирается в западное окончание Репетекского соляного вала.

С юга Хорезмско-Измаильский прогиб на всем протяжении ограничен Репетекским соляным валом. Южная граница Хорезмско-Измаильского прогиба вместе с тем является и естественным ограничением Северо-Туркменской зоны прогибов, за которым уже прослеживаются структурные элементы несколько иной ориентировки и морфологии.

Карабогазский свод и Красноводский прогиб

Имеющиеся в настоящее время геологические и геофизические материалы позволяют выделить в районе залива Кара-Богаз-Гол обширный округлый в плане Карабогазский свод. С северо-запада на юго-восток Карабогазский свод протягивается на расстояние 250 км, а в поперечнике его размеры составляют 200 км. На суше Карабогазский свод охватывает район Карабогазских кос, который с поверхности перекрыт антропогеновыми и в меньшей мере плиоценовыми и миоценовыми осадками. Данные сейсморазведки и бурения (Коган и Пасуманский, 1959; А. И. Левин и Л. Э. Левин, 1959; Куприн и др., 1962) показывают, что с севера и юга намечается общее воздымание слоев, причем зона их наивысшего подъема тяготеет к северной части южной косы, где кровля меловых отложений поднимается до отметки — 400 м. Наклон этой поверхности не превышает первых метров на 1 км. Морские геофизические исследования показали, что наиболее приподнятая зона, по-видимому, находится к западу от Карабогазских кос, уже под водами Каспийского моря. А. И. Левин и Л. Э. Левин (1959) по данным бурения вдоль Карабогазских кос выделили меридионально ориентированные пологие антиклинали. Однако данных для их выделения явно недостаточно, так как почти все скважины расположены по одному меридиональному профилю и по ним нет возможности установить западные крылья этих антиклиналей.

Равнинные пространства Красноводского плато, песчаных массивов Чильмамедкумов и Предбалханской низменности, расположенные к югу и юго-востоку от залива Кара-Богаз-Гол, с поверхности перекрыты плиоценовыми и антропогеновыми осадками. В структурном отношении им отвечает Красноводский прогиб, отделяющий Больше-Балханскую и Куба-Дагскую мегантиклинали от Туаркырской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей и Карабогазского свода (Луппов, 1957; Куприн, 1959; Смолко, 1961). Этот прогиб ориентирован субширотно и протягивается на расстояние около 220 км, ширина его около 50 км. По данным сейсморазведки и редким скважинам, вскрывшим меловые отложения, Красноводский прогиб имеет значительную глубину (кровля мела опущена до отметки — 1000 м) и сложное строение. Он распадается на ряд мульд и структурных заливов, разделенных седловинами и структурными носами, отходящими от Карабогазского свода и Туаркырской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей. На северном крыле прогиба выявлены два крупных разрывных нарушения. Южное крыло и западная центрокираль осложнены флексурообразным изгибом, в пределах которого поверхность меловых отложений наклонена под углами до нескольких градусов, а в западной части южного крыла — до нескольких десятков градусов.

На северном крыле и восточной центроклинали падение слоев не превышает 10 м на 1 км (около 40').

Восточную часть Краснодарского прогиба составляет Предбалханская синклиналь. На западе она отделена от основной части Краснодарского прогиба резко выраженной седловиной, в пределах которой кровля меловых отложений залегает на отметках около —400 м. Предбалханская синклиналь протягивается в виде узкой полосы вдоль подножья северного склона гор Большого Балхана. Кровля меловых отложений в ее центральной части опущена до —1000 м. Синклиналь имеет еще большую асимметрию по сравнению с западной частью Краснодарского прогиба (Тиунов, 1960, 1961б; Захидов и др., 1963). Ее южное крыло по разлому соприкасается с Большебалханской мегантиклиналью. По данным А. У. Захидова, Э. И. Птушкина, К. В. Тиунова (1963), этот разлом имеет характер взброса с максимальной амплитудой 500 м в восточной части. Осевая линия синклинали прижата к северному склону Большого Балхана. Сейсморазведочными исследованиями на северном крыле Предбалханской синклинали обнаружены две брахиантиклинали, осложняющие ее строение. Наклон поверхности меловых отложений на крыльях брахиантиклиналей достигает 3—4° при амплитуде 100 м. Общий наклон этой поверхности в пределах северного крыла синклинали составляет 80 м на 1 км. К востоку наблюдается центроклинальное замыкание Предбалханской синклинали, и на меридиане восточного окончания гор Большого Балхана кровля меловых отложений в ее осевой зоне залегает на отметке —500 м. Здесь через узкую горловину она соединяется с зоной регионального моноклиналичного погружения слоев в сторону Предкопетдагского краевого прогиба.

Туаркырская система мегантиклиналей и мегасинклиналей

Туаркырская система состоит из крупных линейно вытянутых мегантиклиналей и сопряженных с ними мегасинклиналей, протягивающихся с юго-востока на северо-запад на расстояние около 600 км, при максимальной ширине до 150 км. Наиболее крупной из них является собственно Туаркырская мегантиклиналь. Ее длина достигает 450 км, а ширина 60—65 км. Она имеет пологий и широкий свод, сложенный породами юры, среди которых на небольших участках выведены на поверхность магматические и метаморфизованные породы среднего палеозоя и пермо-триаса (Луппов, 1952, 1957в; Худобина, 1957, 1961; Кузнецов и Прусов, 1962). Юрские отложения образуют ряд пологих волнообразных изгибов с углами падения пород не менее 10—15°. В своде мегантиклинали по ее юго-западному крылу прослеживается ряд крутопадающих диагональных сбросов, амплитуда которых не выходит за пределы первой сотни метров. Мегантиклиналь в целом асимметрична. Ее юго-западное крыло, по данным В. П. Петрова (1957 г.), более крутое (15—30°), северо-восточное — более пологое (наклон слоев не превышает 15°). Юго-западное крыло осложнено более мелкими вторичными структурами и флексуобразными изгибами. Северо-западная периклиналь скрывается под неогеновым покровом плато Устюрт. По данным геофизических исследований и бурения, она прослежена на значительное расстояние к северо-западу (А. И. Левин, Л. Э. Левин и Шолохов, 1960), а затем еще дальше к западу в Каспийское море, под водами которого она быстро затухает (Годин, Луппов и др., 1958; Столяров и Шлезингер, 1962). По данным сейсморазведки (Захидов, 1965), ее северо-западная периклиналь осложнена рядом пологих брахиантиклиналей и брахисинклиналей, из которых в настоящее время наиболее полно изучены Чагаласорская брахиантиклиналь на востоке и Карауданская на западе.

Бейнеуская мегантиклиналь расположена к юго-западу от Туаркырской и протягивается параллельно последней на расстояние около 75 км, при ширине 20 км. Она имеет сравнительно узкий свод, состоящий из двух вздутый, разделенных седловиной (Луппов, 1957в). В северном из них выходят отложения средней юры, а в южном — отложения неокома. В целом Бейнеуская мегантиклиналь асимметрична. На ее более крутом, юго-западном, крыле падение слоев мела достигает 30°. На более пологом, северо-восточном, крыле оно не превышает 5—10°. К югу от Узбо мегантиклиналь уходит под пески Каракумов и, судя по данным сейсморазведки, почти сразу же затухает. Однако восточнее, под песками Низменных Каракумов, сейсморазведкой установлено крупное антиклинальное поднятие типа структурного носа (Шевченко, 1963). На всем его протяжении отмечено плавное погружение шарнира в юго-восточном направлении, в сторону Предкопетдагского краевого прогиба. Северо-западное окончание поднятия кулисообразно заходит с северо-востока за Тауркырскую мегантиклиналь и прослеживается до 40° северной широты, где оно раскрывается и полностью затухает. Сводовая часть поднятия осложнена рядом более мелких куполовидных вздутий.

Кемальская мегантиклиналь расположена в юго-западной части Туаркырской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей и отличается от других структурных элементов этой системы запад-северо-западным простиранием (290—300°). Она протягивается на расстояние около 200 км, ширина ее до 30 км. В своде мегантиклинали выведены отложения альбского яруса. Углы падения на ее крыльях достигают 4—5°. Сводовая часть Кемальской мегантиклинали, по данным В. В. Букина (1957 г.), осложнена поперечными флексурами, падение слоев в пределах которых достигает 25°. Северо-западное периклинальное погружение Кемальской мегантиклинали осложнено рядом более мелких складок второго порядка типа структурных носов, а также флексур и мульд. Оно прослеживается до южного побережья залива Кара-Богаз-Гол. По данным Н. П. Луппова (1957в), здесь наблюдается смещенная оси мегантиклинали к северу, где расположена почти не обособленная от основной структуры Карабогазская антиклиналь. С севера последняя ограничена флексуобразным перегибом пластов (до 14°). Крайним северо-западным окончанием Кемальской мегантиклинали, вероятно, является структурный нос, выявленный на п-ове Омчалы (А. И. Левин и Л. Э. Левин, 1959; Куприн, 1959). На юго-востоке мегантиклиналь также затухает.

Юго-западнее Кемальской мегантиклинали под песками Чильмамедкум бурением вскрыты породы альбского и сеноманского ярусов (Шевченко, 1959), которые, вероятно, намечают новую антиклиналь, выделяемую под названием Чильмамедкумской.

Между Туаркырской и Кемальской мегантиклиналями расположена Порсокупская мегасинклиналь. Она представляет собой пологую плоскодонную структуру, резко расширяющуюся к северо-западу, в сторону залива Кара-Богаз-Гол, вследствие расхождения в этом направлении осей соседних мегантиклиналей (Куприн и др., 1963). Порсокупская мегасинклиналь выполнена отложениями верхнего мела, на которых в виде отдельных останцов сохранились породы палеогена. Падение слоев на крыльях мегасинклинали не выходит за пределы первых градусов. Ее юго-восточная центроклиналь Бейнеуской мегантиклиналью разделяется на две ветви. К северо-западу Порсокупская мегасинклиналь, по видимому, протягивается под водами юго-восточной части залива Кара-Богаз-Гол. Здесь она отделяет северо-западную периклиналь Туаркырской мегантиклинали от регионального подъема слоев в сторону Карабогазского свода. Возможно, что ее северо-западным продолжением является Мазарлинская синклиналь, прослеженная по слоям неогена на территории Южно-Мангышлакского плато (Рихтер и Маев, 1955; Ларин, 1959).

К северо-западу от Туаркырской мегантиклинали расположена Кумсебшенская мегантиклиналь. Ее длина достигает 25 км, а ширина около 75 км. Она состоит из пологих антиклиналей и брахиантиклиналей, расположенных параллельно и кулисообразно друг к другу. Большая часть этой мегантиклинали перекрыта породами неогена, под которыми, по данным бурения, залегают различные горизонты мела. Только во впадине Кумсебшен верхнемеловые отложения выведены на поверхность, причем углы их наклона здесь не превышают первых градусов. От Туаркырской мегантиклинали Кумсебшенская отделена пологой синклиналью, выполненной породами верхнего мела, перекрытыми отложениями неогена. На северо-запад Кумсебшенская мегантиклиналь погружается и постепенно затухает при приближении к Ассакеауданскому прогибу. На юге мегантиклиналь затухает на широте колодцев Караиман, причем на ее продолжении развивается широкая плоская мульда, входящая в состав Учтаганского прогиба. Она сложена почти горизонтально лежащими пластами палеогена, перекрытыми с поверхности породами миоцена (Луппов, 1957в).

С северо-востока за Кумсебшенскую мегантиклиналь кулисообразно заходит Гокленкуюсуинская (Карашорская) мегантиклиналь. Она имеет северо-северо-западное простирание и вытянута на расстояние около 350 км, при ширине до 30—35 км. Орографически она тяготеет к бессточной впадине Карашор. Наиболее приподнятая часть ее свода проходит вдоль северо-восточного борта впадины, которому соответствуют относительно высокие отметки рельефа неогенового плато Устюрт. Наиболее древними породами, обнаженными в котловине Карашор, являются слои альбского яруса, наклоненные на юго-запад под углами до 4—5°. Понижением шарнира в центральной части Гокленкуюсуинская мегантиклиналь разделяется на два вздутия (В. П. Петров, 1958 г.). В северо-западной части мегантиклиналь имеет симметричное строение, с наклоном слоев, составляющими первые градусы. В юго-восточной части она становится резко асимметричной. На северо-восточном крыле падение слоев исчисляется первыми градусами, в то время как по юго-западному крылу проходит резко выраженная флексура (Амурский, Борисов и др., 1964), в пределах которой наклон слоев достигает нескольких десятков градусов. На северо-запад эта мегантиклиналь под неогеновыми породами Устюрта, судя по данным бурения (Пантелеев и Киченко, 1961), протягивается еще на значительное расстояние и полностью затухает в бессточной впадине Ассакеаудан. На юго-восток под песчаными массивами Низменных Каракумов Гокленкуюсуинская мегантиклиналь прослежена сейсморазведкой также на значительное расстояние. Она огибает с юго-запада Центрально-Каракумский свод и постепенно затухает в сторону Предкопетдагского краевого прогиба.

Восточнее Гокленкуюсуинской мегантиклинали в отложениях верхнего мела, по данным бурения (Пантелеев и Киченко, 1961), намечается Агиньшская антиклиналь, по-видимому, также принадлежащая Туаркырской системе мегантиклиналей и мегасинклиналей.

Между юго-восточной частью Туаркырской мегантиклинали и Гокленкуюсуинской мегантиклиналью расположена крупная, глубоко прогнутая (кровля мела погружена до —1100 м) и сложно построенная Учтаганская мегасинклиналь (Луппов, 1952, 1957в; Кобаевич, 1956а). Она вытянута с северо-запада на юго-восток на расстояние около 200 км, при ширине до 70 км. Ее центральная часть с поверхности сложена неогеновыми и антропогеновыми образованиями, которые подстилаются отложениями палеогена, а юго-восточная — скрыта под песчаными массивами Низменных Каракумов. По данным сейсморазведки, в Учтаганской мегасинклинали выделяется несколько глубоких замкнутых мульд, разделенных седловинами и пологими брахиантиклинальными

вздутиями. Мегасинклиналь резко асимметрична. Ее юго-западное крыло пологое, с наклоном поверхности меловых отложений до 20 м на 1 км. Северо-восточное крыло, наоборот, представляет собой крутую флексуру, в пределах которой наклон слоев достигает первых десятков градусов. Вследствие этого ось Учтаганской мегасинклинали приближена к Гокленкуюсунинской мегантиклинали. К северо-западу намечается воздымание ее шарнира. В крайней северо-западной части Учтаганская мегасинклиналь расклинивается Кумсебшенской мегантиклиналью и быстро затухает. На юго-востоке четко выраженной седловиной она отделена от зоны регионального наклона слоев в сторону Предкопетдагского краевого прогиба.

Больше-Балханская и Куба-Дагская мегантиклинали

Хребет Большой Балхан представляет собой крупную мегантиклиналь (Луппов, 1957а), вытянутую в широтном направлении на расстояние около 125 км, при ширине до 50 км. Больше-Балханская мегантиклиналь расположена на стыке эпипалеозойской платформы и альпийской геосинклинальной области. До настоящего времени дискуссионным является вопрос о ее тектоническом положении. В свете современных геологических и геофизических материалов нам кажется наиболее обоснованной концепция Ю. Н. Година (1957б, 1960в), Б. А. Петрушевского (1960) и др. По их представлениям, Больше-Балханскую мегантиклиналь следует относить к своеобразной приразломной структуре, возникшей вдоль шва, отделяющего эпипалеозойскую платформу от альпийской геосинклинальной области.

Тектоника Больше-Балханской мегантиклинали довольно подробно описана Н. П. Лупповым (1957а), Д. А. Туголесовым (1960), Б. А. Петрушевским (1960) и Н. Е. Кравченко (1964). Еще более детально она освещена Э. И. Птушкиным, К. В. Тиуновым и Г. Худайназаровым (1961) и Э. И. Птушкиным (1963). По данным перечисленных авторов, мегантиклиналь имеет сундучный характер, широкий и сравнительно пологий свод, сложенный породами байосского и батского ярусов средней юры, и более крутые крылья, в строении которых принимают участие отложения верхней юры и мела. В местах перехода от крыльев к своду обычно прослеживаются флексуобразные изгибы, нередко сопровождаемые разрывами сплошности пород.

В северо-западной части мегантиклинали вдоль крупного разлома, отделяющего среднеюрские глинистые сланцы ее ядра от нижнемеловых пород северного крыла, в двух местах выходят палеозойские магматические породы. В одном случае это гряда бледно-розовых биотитовых гранитов протяжением около 900 м; в другом — зеленовато-серые туфы кварцевого порфира, выходящие на площади 100×60 м. По данным К. В. Тиунова (1961а, 1963), скважина, заложенная на гранитах первого выхода, на глубине 600 м вышла из них в породы средней юры. Это позволяет рассматривать выходы палеозойских магматических пород Большого Балхана как тектонические клинья, выжатые вдоль зоны надвига. Такое же происхождение имеют, по-видимому, известные «клиппены» Карпат (массивы юрских известняков среди верхнемелового флиша), «Дибрарские утесы» Восточного Кавказа и массивы палеозойских известняков, которые встречаются среди юрских сланцев в центральной части Главного антиклинория Кавказа.

Северное крыло прослеживается на всем протяжении мегантиклинали. Падение слоев вдоль него обычно составляет $60-90^\circ$, причем местами они имеют опрокинутое залегание. Лишь в районе возвышенностей Огланглы, Гернез и Карайман наклон слоев не превышает 40° .

Южное крыло мегантиклинали прослеживается на значительно меньшем расстоянии. На западе оно опущено по сбросам и погребено под

антропогеновыми образованиями. Обнаженная часть южного крыла сложена породами верхней юры и неокома и отличается от северного более пологими углами падения, не превышающими 20° . Лишь в узких локальных зонах флексур они увеличиваются до 45° , реже до 90° .

В строении Больше-Балханской мегантиклинали значительную роль играют разрывные нарушения. Особенно большого развития они достигают в ее центральной части. Наибольшей амплитуды (более 1000 м) достигают продольные разрывы. Многочисленные дизъюнктивные нарушения развиты в юго-западной части южного крыла, в отроге хр. Лямабурун. По данным Н. П. Луппова (1957а), они представлены здесь серией сбросов северо-западного простирания, максимальная амплитуда смещения по которым достигает 200 м.

Сводовая часть и крылья Больше-Балханской мегантиклинали осложнены многочисленными брахиантиклиналями и мульдами. По данным бурения и сейсморазведки (Птушкин, Тиунов, Худайназаров, 1961), к югу от Большого Балхана установлен ряд ступенчатых разломов, параллельных общему простиранию хребта. По этим разломам меловые и юрские отложения, выходящие по южной окраине хр. Большой Балхан, глубоко погружены под мощные толщи антропогеновых и плиоценовых осадков западного периклиналильного прогиба Копет-Дага. Система разломов обрывает и восточную периклиналиль Больше-Балханской мегантиклинали, вследствие чего продолжение этой структуры на восток под песками Инзенных Каракумов не прослеживается. Крупным разломом северо-западного простирания она ограничена и с запада (Мирзаханов и др., 1962; Тиунов, 1964). Таким образом, хр. Большой Балхан представляет собой по существу крупный выколотый по разломам блок (Дзабаев, 1964).

Куба-Дагская мегантиклиналь протягивается вдоль северного берега Краснодарского залива на расстояние около 75 км, при ширине до 20 км. В настоящее время изучены лишь северное крыло и незначительные участки ее ядра. Большая часть свода и почти все южное крыло скрыты под водами Краснодарского залива и антропогеновыми осадками его побережья. По данным Н. П. Луппова (1957б), Куба-Дагская мегантиклиналь представляет собой вытянутую в широтном направлении структуру со сравнительно плоским сводом и более крутым, часто опрокинутым и разорванным северным крылом. В сохранившихся частях свода мегантиклинали (горы Шахадам у Краснодарска, п-ов Уфра, о. Дагата) выходят магматические породы, главным образом граниты палеозойского возраста (Худобина, 1961). В некоторых местах видно, что эти магматические породы находятся в тектоническом контакте с отложениями верхней юры, которые здесь имеют опрокинутое залегание, падая у контакта под углами $60-70^\circ$ на юг. По-видимому, по этому разлому магматическое ядро мегантиклинали надвинуто на ее северное крыло. Севернее надвига происходит резкое уменьшение угла наклона (до $10-15^\circ$) слоев неокома, а в отложениях апта и альба местами наблюдается даже почти горизонтальное залегание слоев. В 100 км далее на север параллельно надвику протягивается отчетливая Кюряннская флексура (Смолко, 1961). В ее смыкающем крыле сейсморазведкой установлен наклон пластов верхнего мела и палеогена до $40-60^\circ$. Западное погружение Куба-Дагской мегантиклинали скрыто под водами Каспийского моря.

По строению восточная часть Куба-Дагской мегантиклинали существенно отличается от западной (Луппов, 1957а). На мысе Кубасенгир, далеко вдающемся к югу, верхнеюрские отложения лежат почти горизонтально, а севернее — приобретают пологое, но с постепенно увеличивающимися углами северное падение. Геофизические материалы и изучение фациальных особенностей неогеновых толщ позволили Н. П. Луппову (1957а) проследить Куба-Дагскую мегантиклиналь на восток только до ст. Белек. К югу от последней мощность верхнеплиоценовых и антропо-

геновых отложений вплоть до Большого Балхана увеличивается (первые сотни метров) и они выполняют неглубокую мульду, выделяемую под названием Белекской (Николенко, Мирзаханов, 1962; Николенко, Шолохов, 1962; Тиунов, 1964). Однако данные бурения и сейсморазведочных профилей (Мирзаханов и др., 1962; Тиунов, 1964) позволили продолжить Куба-Дагскую мегантиклиналь под покровом верхнеплиоценовых отложений еще дальше к востоку, почти до разлома, ограничивающего с запада Больше-Балханскую мегантиклиналь. По данным бурения, здесь намечаются свод, в котором непосредственно под отложениями акчагыла вскрыты палеозойские граниты, и южное крыло мегантиклинали. Последнее сложено породами верхней юры и неокома. С севера свод восточной части Куба-Дагской мегантиклинали оборван крупным разломом, за которым ее северное крыло глубоко погружено.

С юга Куба-Дагская мегантиклиналь, по данным морской сейсморазведки (Корнев, 1960), ограничивается системой глубинных разломов, по которым меловые отложения погружены на многие километры под мощные толщи антропогеновых и плиоценовых отложений западного периклиналичного прогиба Копет-Дага. На западе, под водами Каспийского моря эта система разломов поворачивает к северо-западу, полностью срезая западное погружение Куба-Дагской мегантиклинали (Корнев, 1960).

Центрально-Каракумский свод и прилегающие к нему прогибы

Центрально-Каракумский свод представляет собой обширное поднятие, имеющее в плане форму равнобедренного прямоугольного треугольника, вершина которого обращена к юго-западу. Длина его сторон достигает 250 км. Крылья свода, представляющие в плане почти равные стороны этого треугольника, отходят от его вершины в меридиональном и широтном направлениях. Основные черты строения Центрально-Каракумского свода в настоящее время освещены многими исследователями (Прусов, 1956; Борисов, Васильев и др., 1960; Габриэлянц и Смолко, 1960; Годин, 1960а, б, в; Смолко и др., 1960; Габриэлянц, Блискавка, 1961; Габриэлянц и др., 1962; Оразов, 1964). С поверхности свод на большей части площади сложен песчаными породами заунгузской свиты верхнего миоцена — нижнего плиоцена, залегающими на различных более древних горизонтах неогена. Последние в свою очередь также несогласно лежат на различных горизонтах мела и палеогена.

Центральная часть свода, выделяемая под названием З е а г л и - Д а р в а з и н с к о г о купола, имеет округлую форму. Наиболее приподнятая часть этого купола разбита системой различных ориентированных сбросов и взбросов на несколько блоков (Габриэлянц, Блискавка, 1961; Блискавка, Габриэлянц, 1963; Амурский, Борисов, 1964). Амплитуда перемещения блоков достигает нескольких сотен метров. Северо-западная часть свода осложнена меридионально ориентированной Шинхской брахиантиклиналью и широтной Северо-Дарвазинской антиклиналью (рис. 77).

Западный и южный склоны Центрально-Каракумского свода более крутые. Наклон поверхности меловых отложений в их пределах достигает 12—15 м на 1 км. На северо-восточном склоне погружение этой поверхности не превышает первые метры на 1 км. Северная часть Центрально-Каракумского свода осложнена несколькими меридионально ориентированными брахиантиклиналями, наиболее крупными из которых являются Ахчакашская и Койкырланская (Смолко и др., 1960; Радюкевич, 1961).

С запада Центрально-Каракумский свод отделен от Туаркырской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей В е р х н е - У з б о й с к и м прогибом (Юсоевич, 1956а), выполненным с поверхности в основном отложениями неогена. Прогиб имеет меридиональную ориентировку и небольшой седловиной разделен на две замкнутые мульды с глубинами

залегания кровли мела до -750 м. Его длина достигает 220 км, а ширина 75 км. Он имеет симметричное строение с наклоном поверхности меловых отложений на крыльях до $15-20$ м на 1 км. На широте северной периферии Центрально - Каракумского свода наблюдается центроклинальное замыкание Верхне-Узбойского прогиба (Амурский, Ишутин, 1963). Здесь намечается четко выраженная седловина, отделяющая этот прогиб от расположенного севернее Хорезмско - Измаильского.

На юге также наблюдается центроклинальное замыкание прогиба, которое обусловлено прохождением здесь юго-юго-восточной периклинали Карашорской мегантиклинали. Последняя отделяет Верхне-Узбойский прогиб от зоны регионального погружения слоев на юг, в сторону Предкопетдагского краевого прогиба.

К югу от Туаркырской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей и Центрально-Каракумского свода вплоть до Байрамалийской антиклинали в юго-восточной Туркмении породы платформенного чехла Туранской плиты испытывают довольно крутое региональное погружение в сторону Копет-Дага (Мирзаханов, 1962), образуя структурный элемент первого порядка, выделяемый под названием Бахардокской периплатформенной моноклинали (Гарецкий, Шлезингер, Яншин, 1965). В неоген-антропогене на южную окраину этой моноклинали, прилегающую к альпийскому складчатому сооружению Копет-Дага, наложился Предкопетдагский краевой прогиб. Кровля мела на протяжении Бахардокской периплатформенной моноклинали погружается от -1000 до -4000 м, вырисовывая наиболее прогнутую часть Предкопетдагского краевого прогиба. Наклон ее поверхности достигает здесь $20-30$ м на 1 км. По кровле меловых отложений Предкопетдагский краевой прогиб Кызыларватским структурным выступом (Николаенко, 1960) разделен на две ванны: Казанджикскую на западе и Ашхабадскую на востоке. Северный внешний склон прогиба осложнен рядом локальных структур (Косовский, 1958; Абдулаев, 1960). Особенно детально они изучены в пределах Кызыларватского выступа (Николаенко, 1960). Южный его борт осложнен серией линейных складок. По серии разломов он соприкасается с альпийской складчатой зоной Копет-Дага (Леонтьев, 1953). На западе при приближении к хр. Большой Балхан и Межбалханскому коридору наблюдается крутое центроклинальное замыкание Предкопетдагского краевого прогиба. Значительно более полого происходит восточное его замыкание, наблюдаемое вплоть до р. Теджен (Вальбе, Смирнов, 1961). К востоку от Теджена Предкопетдагский краевой прогиб полностью выклинивается.

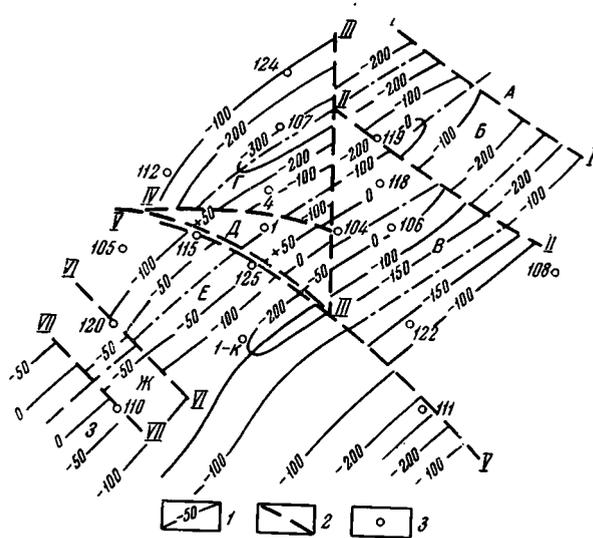


Рис. 77. Структурная карта Сернозаводской площади по кровле меловых отложений—с учетом данных бурения и геофизики (по Габриэляну и Блискавке, 1961).

1 — изогипсы; 2 — разломы (I—I, II—II, III—III, IV—IV, V—V, VI—VI, VII—VII), ограничивающие отдельные блоки структуры (А, В, В, Г, Д, Е, Ж, З); 3 — скважины

Территория Юго-Восточной Туркмении, в состав которой входят указанные структуры, с поверхности в основном сложена континентальными толщами неогена и антропогена. Средняя часть Репетекского соляного вала протягивается в 30—40 км юго-западнее русла р. Аму-Дарьи примерно параллельно ему. На юго-востоке вал уходит в пределы Афганистана, а в северо-западной части постепенно отклоняется к западу, приобретая широтное простирание. Общая длина вала достигает 350 км, а ширина 20 км. Его сводовая часть состоит из цепочки резко выраженных узких антиклиналей, описание которых приведено во многих работах (Борисов, 1959; Айзберг и Камышев, 1960; Мильштейн, 1960б, в; Германюк, 1960; Айзберг, Амурский, 1961; Калинин, 1961; Теплицкий, 1961б; Гапеев, 1962, 1963а, б; Грачев и др., 1962; Соколов, 1962а; Алиев и др., 1963; Гапеев и Гейман, 1963а, б; Тектоника и нефтегазоносность..., 1963; Амурский, Соколов и др., 1964; Гарепцкий и Юревич, 1964 а, б).

В двух сводах наиболее восточных антиклиналей этой цепочки (Донгуз-Сырт и Шальгерич-Баба) среди плиоценово-антропогеновых отложений на современной поверхности обнажены верхнеюрские гипсы гаурдакской свиты. Это диапировые соляные купола. К диапирам принадлежат также Репетекская и Мартовская соляные антиклинали; в их ядрах киммеридж-титонская соль выходит непосредственно к подошве плиоценово-антропогеновых осадков ложбины Палео-Аму-Дарьи. На остальных более западных складках в их сводах под отложениями плиоцена и антропогена залегают породы от неокома до палеогена, причем с востока на запад стратиграфическая глубина размыва в общем уменьшается. Так, если в Репетекской структуре размыв дошел до верхнеюрских отложений, то на западной, Шараплинской, антиклинали он достиг сеноманских пород, а на крайней западной, Чешминской, структуре — прекратился в палеогеновых отложениях (Гапеев, 1963а, б). Это явление следует связывать с затуханием интенсивности структур с востока на запад. Соляные антиклинали Репетекской зоны имеют длину от 7 до 35 км, ширину от 3 до 10 км и высоту по меловым отложениям от 500 до 1600 м. Углы падения слоев пород мела в различных складках колеблются от 5—10° до 50—87°. Амплитуда антиклиналей по отношению к разделяющим их седловинам достигает 300—600 м. Сводовые, крыльевые, а иногда и периклиналильные части складок осложнены небольшими разрывами (с амплитудой в первые десятки и сотни метров), среди которых преобладают продольные. Отчетливо намечается уменьшение амплитуды структур к западу от ст. Репетек. Бурением и сейсморазведкой установлено, что описанные структуры возникли за счет соляной тектоники, связанной с соленосными отложениями киммеридж-титона. Мощность соли в штоке Репетекской антиклинали, по данным бурения, превышает 2500 м. На далеких ее крыльях она быстро сокращается до 800—900 м. Таким образом, Репетекская зона по существу представляет собой соляной вал, на который насажена серия отдельных вздутый — соляных антиклиналей. С обеих сторон линии соляных антиклиналей прослеживаются вытянутые им параллельно узкие линейные синклинали, которые, по-видимому, являются компенсационными депрессиями, возникшими при образовании соляных структур (рис. 78).

К югу от восточной части Репетекского соляного вала расположена Байрамалийская антиклиналь, детально описанная в работах Б. М. Геймана (1960), М. М. Германюка (1960), Д. М. Мильштейна (1960а), В. Я. Соколова (1962б) и др. Она протягивается в меридиональном направлении на расстояние около 150 км, ширина ее 20—25 км. Амплитуда антиклинали по отношению к сопряженным с нею синклиналям достигает 300—600 м. Она слегка асимметрична: углы падения слоев

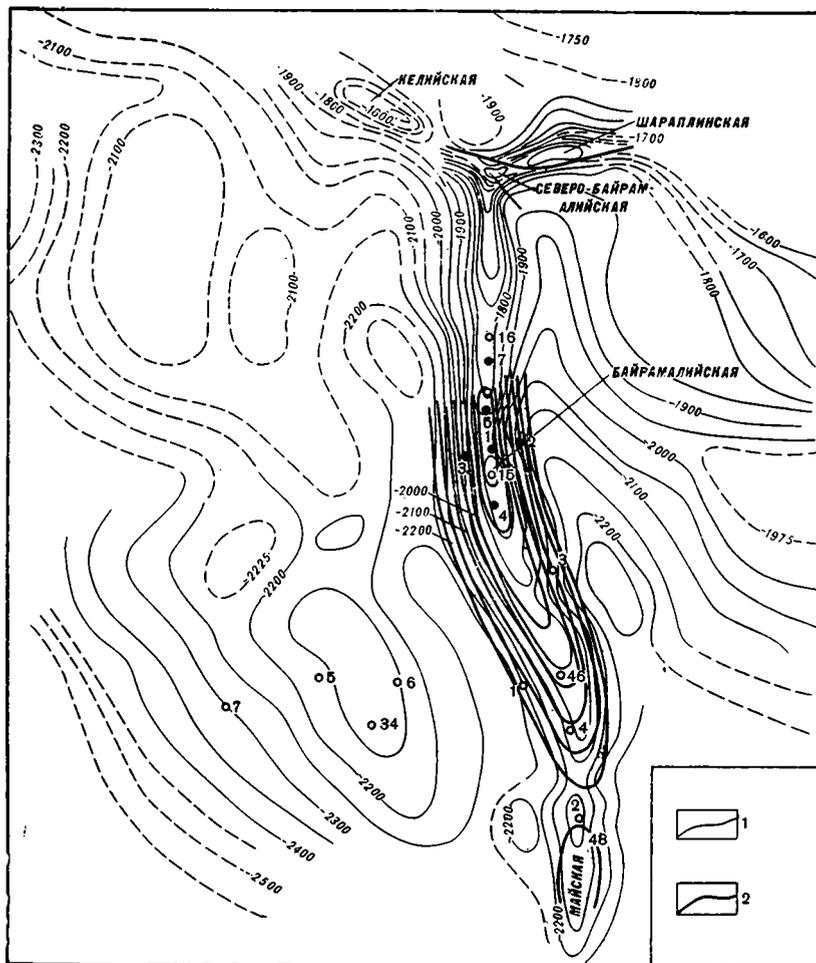


Рис. 78. Структурная карта Байрамалинской и Майской площадей по кровле альба и подошве XI горизонта. Составили В. В. Гапеев, Ф. М. Минхамидов и И. М. Алиев (Тектоника и нефтегазоносность..., 1963).

1 — изогипсы по отражающему горизонту, условно отождествленному с отложениями альба (по данным сейсморазведки); 2 — изогипсы по подошве XI горизонта (по данным бурения)

мела на западном крыле достигают $3-7^\circ$, на восточном — $1-4^\circ$. В результате ундуляции шарнира в пределах ее свода выделяются три брахиантиклинали (с севера на юг): Северо-Байрамалийская, собственно Байрамалийская и Майская. Седловины, разделяющие эти брахиантиклинали, неглубоки (70—100 м). К своду Байрамалийской антиклинали приурочена глубокая долина Палео-Мургаба, выполненная верхнеплоченово-антропогеновыми отложениями (Мильштейн, 1960б; Амурский, Мильштейн и Смирнов, 1961). Последние с резким размывом ложатся на различные горизонты мела и палеогена, причем стратиграфическая глубина размыва уменьшается с севера на юг. Так, если в присводовой части Северо-Байрамалийской брахиантиклинали под отложениями неогена вскрыты верхнемеловые породы, то на северной периклинали и в своде собственно Байрамалийской структуры — бухарские слои палеоцена, а на южной ее периклинали — уже алайские слои эоцена. Такое явление объясняется погружением и затуханием Байрамалийской антиклинали с севера на юг. Скважинами, заложеными в сводах собственно Байрамалийской и Майской брахиантиклиналей, на глубинах соответственно 3219 и 3370 м вскрыта верхняя часть соленосной гаурдакской свиты кимеридж-

титона. Ее вскрытая мощность достигает 117 м (Тектоника и нефтегазонасыщенность..., 1963). Соляная тектоника в пределах Байрамалийской антиклинали точно не доказана. Однако она, возможно, и здесь имела место, но в значительно более ослабленном виде по сравнению с Репетекским соляным валом. О возможном проявлении здесь соляной тектоники, в частности, свидетельствуют сопровождающие с обеих сторон Байрамалийскую антиклиналь узкие синклинали, которые, вероятно, являются компенсационными структурами. Синклинали эти резко асимметричны, причем их крутые крылья примыкают к Байрамалийской антиклинали.

К юго-западу от Байрамалийской антиклинали поверхность меловых отложений испытывает региональное погружение в сторону Предкопетдагского краевого прогиба. На фоне этого погружения выделяется участок значительно более пологого залегания этой поверхности, выделяемый Г. И. Амурским, Д. М. Мильштейном и Л. Н. Смирновым (1961) под названием Марыйского выступа. В пределах последнего развит ряд локальных брахиантиклиналей с амплитудой до 100—150 м и пологими углами падения слоев на крыльях, измеряемыми десятками минут или, реже, одним-двумя градусами.

К востоку от Байрамалийской антиклинали сейсморазведкой обнаружено довольно крупное Уч-Аджинское поднятие (Германюк, 1960; Амурский, Мильштейн и Смирнов, 1961). Оно протягивается в широтном направлении на расстояние около 100 км, при ширине до 40 км. Северное его крыло непосредственно примыкает к Репетекскому соляному валу. Кровля меловых отложений в пределах свода залегает на отметках до —400 м. На крыльях слои имеют наклон, не превышающий первых метров на 1 км.

Мургабская впадина

К югу от Репетекского соляного вала и Байрамалийской антиклинали расположена наиболее глубокая и сложно построенная Мургабская впадина (Смирнов, 1957; Габриэлянц, Раевский, 1963; Дикенштейн, 1963). Она вытянута в широтном направлении и в пределах Туркмении протягивается на расстояние 300 км, при ширине до 200 км. С учетом территории Северного Афганистана ее длина увеличивается до 400 км. Мургабская впадина несколькими поднятиями и седловинами разделена на ряд замкнутых и полужамкнутых мульд.

Ее западная центроклиналь осложнена крупным Тахтабазарским поднятием (Смирнов, 1962). Оно представляет собой по существу крупный структурный нос, раскрывающийся к западу и юго-западу, в сторону Горного Бадхыза и переходящий там в моноклиналь. К востоку, в сторону центральной части Мургабской впадины, напротив, наблюдается ее погружение и затухание. По данным сейсморазведки (Гачеев и Гейман, 1964), Тахтабазарское поднятие в свою очередь осложнено несколькими брахиантиклиналями. К западу и юго-западу от Тахтабазарского поднятия моноклиналиное воздымание слоев в сторону Восточного Копет-Дага нарушено погребенными глубинными разломами — Тедженским и Восточно-Копетдагским (Борисов, 1959; Годин и Фоменко, 1960; Мильштейн, 1960а, б), которые в отложениях мела отражаются в виде флексур (Смирнов, 1962).

На восток наблюдается пологое погружение Тахтабазарского поднятия. Стратоизогипсой —1300 м оконтуривается восточная периклиналь поднятия и далее после четко выраженной ундуляции шарнира наблюдается его новое воздымание, намечающее Карабильское поднятие. В центральной части последнего кровля меловых отложений поднимается до —600 м. К востоку, в пределах Северного Афганистана, наблюдается дальнейший подъем его шарнира, причем оно становится более обширным и сложно построенным и выделяется здесь под названием

Майманинского поднятия. Последнее на востоке по разлому северо-восточной ориентировки непосредственно сопрягается с мегантиклиналью Банди-Туркестана. Таким образом, Тахтабазарское, Карабильское и Майманинское поднятия образуют единую приподнятую полосу, пересекающую Мургабскую впадину в широтном направлении. К югу от этой относительно приподнятой зоны расположена Калаиморская мульда, в пределах которой кровля меловых отложений погружается до —1600 м, а к северу находятся Предкарабильская и Обручевская мульды, где кровля мела лежит на глубинах соответственно —2000 и —1800 м.

В пределах Северного Афганистана¹ наблюдается дальнейшее погружение шарнира Обручевской мульды. В ее центральной части поверхность меловых отложений погружается до —2200 м. К востоку наблюдается восточная центроклиналь мульды, оконечная стратозогипсой — 2000 м. Отсюда через узкую горловину она вливается в еще более глубокую Таджикскую депрессию. Предкарабильская мульда также продолжается на значительное расстояние на восток в глубь территории Северного Афганистана. Она протягивается вначале в широтном, а затем в субширотном направлении и состоит из четырех замкнутых брахисинклиналей. Калаиморская мульда в пределы Северного Афганистана заходит на небольшое расстояние лишь своей восточной центроклиналью. Значительное погружение кровли меловых пород в пределах Мургабской впадины связано с развитием здесь мощных (более 1400 м) толщ неогеновых и антропогенных отложений (Смирнов, 1960). Падение поверхности меловых отложений на крыльях впадин составляет первые десятки метров на 1 км; максимальной величины (35—40 м на 1 км) оно достигает на крыльях восточной части Обручевской мульды, на южном крыле Предкарабильской, на крыльях восточной центроклинали Калаиморской мульды.

В северной части Мургабской впадины в широтном направлении протягивается крупное Южно-Каракумское поднятие. Оно далеко вдается на восток в виде полого погружающегося структурного носа и отделяет Предкарабильскую мульду от Обручевской. Южно-Каракумское поднятие асимметрично: оно имеет более крутое южное и пологое северное крылья.

Северо-Афганская зона поднятий

К югу от Обручевской мульды расположена Северо-Афганская зона поднятий. Она протягивается на расстояние около 400 км в широтном направлении от государственной границы СССР в глубь территории Северного Афганистана до альпийской складчатой системы Гиндукуша, с которой сопряжена по глубинным разломам. Ее ширина достигает 75 км. В восточной части Северо-Афганской зоны поднятий, в пределах Рабатского горста, на поверхность выходят палеозойские породы фундамента. Отсюда наблюдается общее погружение ее шарнира в западном направлении. Северо-Афганская зона поднятий в виде структурного носа протягивается в глубь Мургабской впадины, и непосредственно на ее западном продолжении расположено Южно-Каракумское поднятие. В центральной части зоны палеозойские породы фундамента перекрыты красноцветными отложениями неокома. На ее крыльях в платформенном чехле появляются отложения юры, а в фундаменте — породы триаса. Северо-Афганская зона поднятий состоит из крупных изометричных сводовых поднятий, осложненных флексурами.

С севера Северо-Афганская зона поднятий ограничена Альбруз-Мормульской зоной шовных структур, отделяющей

¹ Тектоника Северного Афганистана написана по материалам В. И. Браташа, С. В. Егупова, В. В. Печникова и А. И. Шеломенцева (1964 г.).

ее от меридиональных структур Таджикской депрессии. Здесь развиты крупные широтные линейные антиклинали, своды которых часто разбиты многочисленными нарушениями. Эти антиклинали прекрасно выражены в рельефе, в виде горных хребтов, абсолютная высота которых достигает 1500 м.

Мегантиклиналь Банди-Туркестана

К югу от Северо-Афганской зоны поднятий расположена мегантиклиналь Банди-Туркестана. Они отделены друг от друга региональными разломами. Длина мегантиклинали достигает 450 км, а ширина 133 км. В центральной ее части на поверхность выходят триасовые породы складчатого фундамента. Северное крыло мегантиклинали Банди-Туркестана осложнено многочисленными антиклиналями с крутыми, иногда даже опрокинутыми крыльями, со сводами, имеющими сундучную или гребневидную форму, эродированными до отложений верхнего, нижнего мела или даже триаса. К северу от резкой флексуры, проходящей по северному крылу мегантиклинали, дислоцированность пород резко уменьшается. Здесь уже развиты пологие брахиформные структуры, лишенные линейной ориентировки. Южное крыло мегантиклинали Банди-Туркестана переходит в Предпаропамизскую ступень, которая отделяет ее от альпийской складчатой зоны Паропамиза и Гиндукуша.

На западном погружении мегантиклинали Банди-Туркестана расположена Кушккинская группа антиклиналей. Она четко выделяется по интенсивно дислоцированным на поверхности отложениям палеогена и неогена. По данным М. М. Германюка и др. (1961), Т. Мередова, А. Орзагельдыева (1962) и А. Н. Давыдова и др. (1963), она состоит из антиклиналей и брахиантиклиналей, расположенных параллельно и кулисообразно друг к другу и образующих зону шириной 35—40 км, вытянутую с северо-востока на юго-запад. Структуры ее асимметричны, обычно с более крутыми северными крыльями, на которых углы наклона слоев достигают 20—40°, причем в отдельных случаях они имеют даже опрокинутое залегание. В пределах южных крыльев наклон слоев обычно не превышает 6—8°. Разрывные нарушения практически отсутствуют. Антиклинали и брахиантиклинали образуют две линии: южную — Манганскую и северную — Исламскую, разделенные Нурбетекской синклиналью. М. М. Германюк и др. (1961) установили, что степень дислоцированности пород уменьшается с юга на север, а складки затухают с востока и запада к центральной части междуречья Кушка — Кашан.

К югу от Кушккинской группы антиклиналей расположена Банди-Гандаоская антиклиналь. По данным Ю. П. Чепова (1963, 1964), она представляет собой крупную (60 × 17 км) полого изогнутую в плане структуру с простиранием 70—75°, которое по мере приближения к западной периклинали становится широтным. Ее свод, сложенный породами мезозоя, широкий, а крылья имеют асимметричное строение. Падение слоев на южном крыле измеряется 20—25°, а на северном не превышает 8—10°. Большинство разрывных нарушений имеет амплитуду, измеряемую первыми десятками метров и только в отдельных случаях достигающую 180—200 м. На запад Банди-Гандаоская антиклиналь погружается и затухает, а на восток она, по-видимому, раскрывается, переходя в Предпаропамизскую ступень. К северу от нее расположена Каларинская синклиналь, отделяющая ее от Кушккинской группы антиклиналей. С поверхности она перекрыта неогеновыми и антропогеновыми отложениями, а кровля меловых пород в ее пределах погружена до —800 м.

К северо-западу от Банди-Гандаоской антиклинали кулисообразно расположена Кызылбулакская антиклиналь. Она почти на всем протяжении перекрыта покровом антропогеновых отложений и установлена по данным гравиметрии.

До недавнего времени в платформенном чехле Бухаро-Хивинской области обычно выделяли три основные структуры: Бухаро-Газлинский (Бухарский) вал, Чарджоу-Питнякский (Дарганатинский, Аму-Дарьинский) вал и разделяющий их Каракульский прогиб (Жуковский и Ильин, 1957; Годин, Луппов и др., 1958; Бабаев и Лебзин, 1959, 1960б; Дикенштейн, и др., 1961б. и др.). Кроме этих структур, некоторые исследователи выделяли еще Учкыр-Шафрианский и Каршинский валы и Актепе-Вахкентский прогиб. О. А. Рыжков и Ш. Д. Давлятов (1959) Аму-Дарьинский и Каршинский валы объединили в единый Аму-Дарьинско-Каршинский вал. Однако дальнейшее изучение строения Бухаро-Хивинской области показало, что развитые в ее платформенном чехле структуры нельзя объединить в названные выше структурные элементы. Основной, наиболее характерной чертой строения этой области является серия субширотных параградных разломов (Бабаев и др., 1962) или флексурно-разрывных зон (Тектоника и некоторые вопросы..., 1962; Рыжков и др., 1965), особенно четко фиксирующихся по поверхности фундамента. По этим разломам поверхность фундамента ступенеобразно погружается на юг и юго-запад. Таким образом, Бухаро-Хивинская область точнее всего может быть охарактеризована как зона структурных ступеней.

Уступы, соответствующие разломам фундамента, хорошо ощущаются в виде разрывов и флексур в низах платформенного чехла, но их амплитуда постоянно вверх уменьшается. Они еще достаточно четко видны по поверхности юрских отложений, но уже относительно слабо ощутимы на поверхности меловых пород. Это связано с тем, что разрывы и флексуры особенно интенсивно развивались в пермо-триасовое и в нижне-среднеюрское время, слабее — в верхнеюрское и нижнемеловое и были совсем малоактивны в верхнем мелу и палеогене.

На каждой ступени Бухаро-Хивинской зоны в платформенном чехле выделяется ряд поднятий, разделенных мульдами и структурными заливами. Они довольно подробно описаны в недавно вышедших сводных работах (Тектоника и некоторые вопросы..., 1962; Тектоника и нефтегазоносность... 1963).

На севере от Центрально-Кызылкумской зоны поднятий Бухаро-Хивинская зона ступеней отделена Предкызылкумским (Предкульджуктауским) разломом, который на поверхности меловых отложений выражен в виде небольших дизъюнктивных нарушений или флексур. На востоке Бухаро-Хивинская зона ограничена отрогами Западно-Тянь-Шаньской области эпиплатформенного орогенеза и ее предгорными прогибами. На юго-востоке зона постепенно переходит в Бешкентский (Предгиссарский) прогиб. На юго-западе Бухаро-Хивинская зона ступеней граничит с Хорезмско-Измаильским прогибом, а на юге — с Мургабской впадиной. Здесь за ее условную границу может быть принят Репетекский соляной вал, отвечающий на глубине, по-видимому, погребенному разлому фундамента.

Наиболее северная тектоническая ступень Бухаро-Хивинской зоны, известная под названием Бухарской, на севере ограничена Предкызылкумской, а на юге Бухарской (Учбаш-Каршинской) флексурно-разрывными линиями. Последняя проходит немного южнее Мешекли, в излучине среднего течения р. Аму-Дарьи, по южному краю Газлинского, Гаганского и Мубарекского поднятий, а отсюда к верховьям р. Кашка-Дарьи. Следующая к юго-юго-западу Чарджоуская ступень расположена между Бухарской и Аму-Дарьинской флексурно-разрывными линиями. Последняя идет от района Питняка примерно вдоль р. Аму-Дарьи. За ней к юго-западу лежит Заунгузско-Багаджинская ступень, на юге ограниченная Репетекским соляным валом. Каждая из перечисленных флексурно-разрывных линий Бухаро-Хивинской зоны не

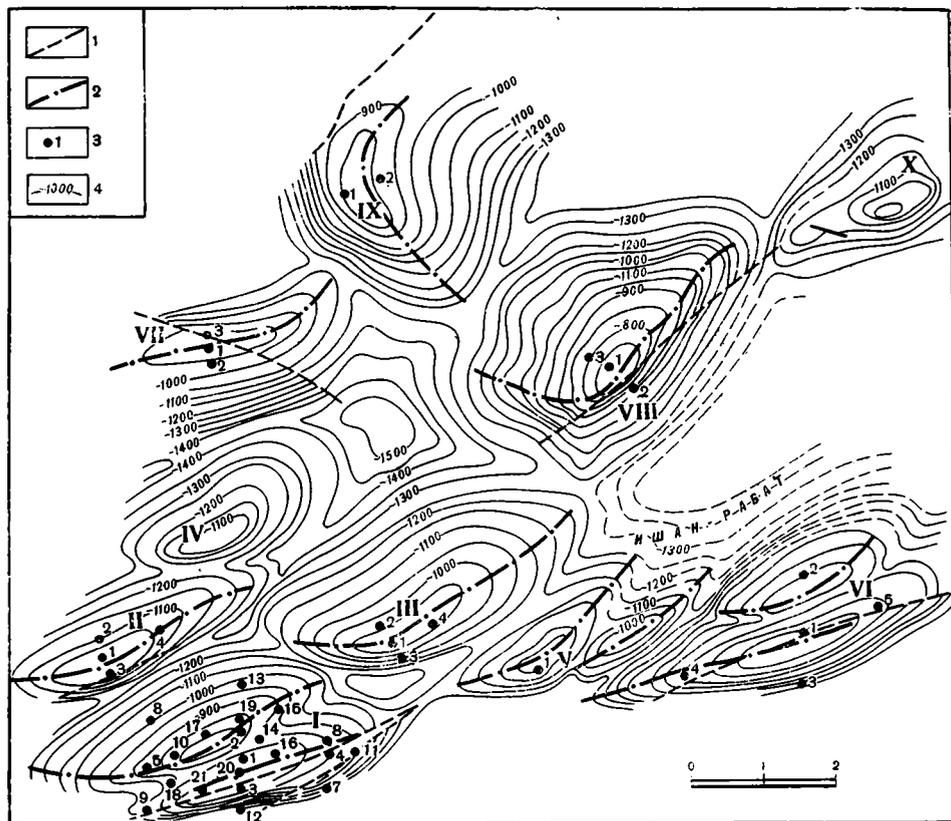


Рис. 79. Схематическая структурная карта Мубарекского поднятия и прилегающих районов по кровле XII горизонта. Составили Э. Ю. Бегметов и Б. Е. Быков (Тектоника и нефтегазоносность..., 1963)

I — нарушения; 2 — оси складок; 3 — скважина и ее номер; 4 — изогипсы. I — Южный Мубарек; II — Северный Мубарек; III — Халжи-Хайрам; IV — Шумак; V — Актепе. VI — Карабаир; VII — Шуртепе; VIII — Кызылрават; IX — Шорсай, X — Майдаджой

является единым разломом, как это часто изображается на картах и схемах, а представляет собой сложную полосу, состоящую из ряда кулисообразно расположенных разрывных нарушений и флексур, от которых нередко отходят оперяющие их более мелкие разрывы.

На востоке Бухарской ступени, на ее границе с Чарджоуской находится Каршинское поднятие, которое вытянуто на расстояние около 90 км, хорошо выражено в современном рельефе и состоит из ряда брахиантиклиналей, расположенных кулисообразно. Для них характерно погружение с востока на запад. Если в восточной брахиантиклинали (Конгуртауской) ядро сложено сеноманскими породами, то в Кассантауской — уже отложениями турона, а в своде западной брахиантиклинали (Майманактауской) обнажены сеноманские отложения. Из всех структур Бухарской ступени Каршинское поднятие имеет наиболее сложное строение, что, по-видимому, связано с близостью эпиплатформенной орогенной области Тянь-Шаня. Брахиантиклинали асимметричны, с крутыми углами падения слоев на крыльях (от 15 до 60°) и узкими сводами. Они осложнены рядом разрывов типа сбросов и надвигов, амплитуды которых колеблются от первых десятков до первых сотен метров. Характерно, что простирание этих нарушений юго-западное, параллельное юго-западным отрогам Гиссарского хребта.

К северо-западу от Каршинского поднятия, отделяясь неглубоким погружением, расположено Мубарекское поднятие (рис. 79).

Оно вытянуто в субширотном направлении более чем на 80 км, при ширине около 60 км, и состоит из ряда более частных структур. Большинство из них протягивается в субширотном направлении и расположено кулисообразно, но некоторые брахиантиклинали (в основном северные) простираются диагонально или даже меридионально. Наиболее поднятыми являются более восточные брахиантиклинали. К западу происходит погружение структур. Так, в своде Каракайской брахиантиклинали на поднеогеновую поверхность выходят отложения туона, в своде Карабаирской брахиантиклинали — породы сенона, в сводах Актепинской и Южно-Мубарекской структур — отложения палеоцена, а в сводах самых западных брахиантиклиналей (Северо-Мубарекской и Шумахской) — осадки эоцена. Однако вполне возможно, что такое залегание различных отложений в сводах структур под неогеновой поверхностью вызвано наложением неогеново-антропогенных пород (мощностью 50—300 м) на более древние отложения со значительным эрозионным врезом, который увеличивается в восточной части Мубарекского поднятия. Брахиантиклинали его асимметричны, с углами падения слоев палеогена на южном крыле до 6—7°, на северном — не более 2—3°. Их размеры различны, но не превышают 25×10 км. Некоторые брахиантиклинали осложнены разрывами. Так, вдоль южного крыла Южно-Мубарекской брахиантиклинали проходит сброс, амплитуда которого достигает 100 м, а свод Шуртепинской складки пересечен сбросами с амплитудой 150 м.

На северо-западе Мубарекское поднятие ограничено вытянутой Ямбашинской мульдой, которая протягивается до линии железной дороги в юго-западном направлении, а затем поворачивает к западу и сливается с северо-восточной ветвью Каракульского прогиба. Кровля мела в мульде погружается до отметок ниже — 400 м. Здесь намечается значительное увеличение мощности неогеново-антропогенных отложений до 450—500 м.

За Ямбашинской мульдой к юго-востоку от г. Каган выделяется Каганское поднятие, которое состоит из серии брахиантиклиналей. В его северной части брахиантиклинали имеют юго-западные простирания, а на юге сменяющиеся на почти широтные. Они являются юго-западным продолжением палеозойских структур Зирабулак-Зиаэтдинских гор (Давлятов, 1961). Структуры Каганского поднятия образуют расходящийся пучок, в миниатюре напоминающий район юго-западного погружения Гиссарского хребта. Они асимметричны; причем для брахиантиклиналей характерна большая крутизна северо-западных крыльев (углы падения слоев в низах палеогена увеличиваются до 10—15°, а в зонах разрывов достигают 50—70°). В сводах большинства брахиантиклиналей обнажены различные отложения верхнего мела, а в своде Караизской — породы альба. Длина складок достигает 10—20 км, ширина их 6—8 км. Многие структуры нарушены продольными сбросами с амплитудой от нескольких десятков до 400 м.

К запад-северо-западу от Каганского поднятия расположена крупная Рометанская мульда (Лебзин, Симоненко, 1961). Она выполнена толщей неогеново-антропогенных образований, мощность которых достигает максимальной для Бухаро-Хивинской зоны величины — 650 м. Это молодая наложенная мульда, испытавшая основное прогибание в плиоценовое время. Ее простирание северо-северо-восточное. Длина ее превышает 100 км, ширина достигает 70 км. Довольно интенсивные неогеновые прогибания, действовавшие главным образом в «анти Тяньшаньском» направлении, оказали значительное влияние на положение поверхности верхнемеловых отложений. Наиболее погруженной (до минус 700 — минус 800 м) кровля мела оказалась в районе городов Шафркан и Бабкент. В пределах Рометанской мульды известно несколько осложняющих ее брахиантиклиналей.

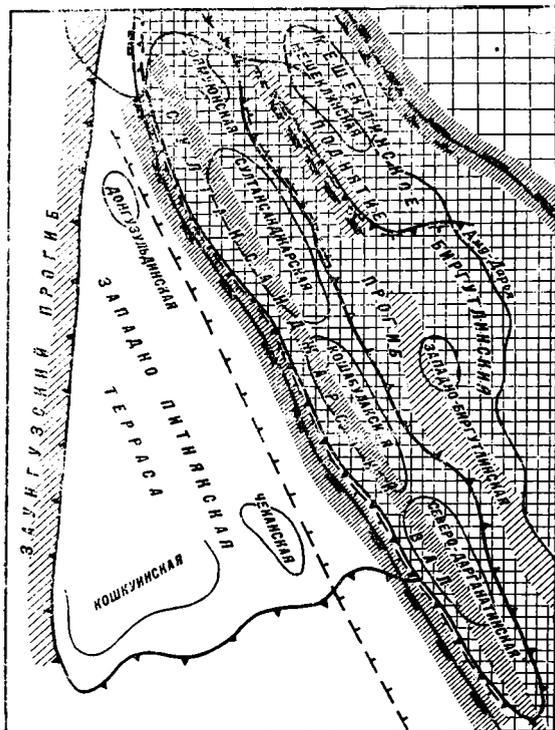


Рис. 80. Тектоническая карта Питнякской группы поднятий (по Г. И. Амурскому, А. А. Каипову, В. Г. Коцу, С. В. Курбатову, Ю. Н. Хорошилову).

1 — границы ступеней поверхности фундамента; 2—4 — ступени фундамента: 2 — Кызылкумская, 3 — Бухарская и Чарджоуская, 4 — Заунгузская; 5 — зоны разломов: а — достоверные, б — предполагаемые; 6 — границы основных структурных элементов платформенного чехла; 7 — контуры компенсационных приразломных синклиналей; 8 — локальные структуры

разделенными седловинами. Параллельно Газлинской антиклинали и южнее ее протягивается Ташкудукская антиклиналь. От Газлинской она отделена небольшой синклиналью, в которой кровля мела погружается ниже — 200 м. В своде Ташкудукской антиклинали на поверхность выходят отложения сенона. По контуру кровли мела антиклиналь имеет размеры, близкие к Газлинской (40 × 12 км). Ее амплитуда превышает 200 м. Антиклиналь слабоасимметрична: углы падения слоев палеогена на ее северном крыле достигают 2°, а на южном — 5—7°. Свод структуры осложнен небольшим грабеном, выполненным отложениями эоцена и палеоцена. Остальные частные структуры Газлинского поднятия имеют значительно меньшие размеры: их длина не превышает 11—16 км, ширина 4—11 км.

К северо-западу от Газлинского поднятия за Тузкойской мульдой, в пределах которой поверхность меловых отложений опущена до отметки —400 м, расположено Янгиказганское поднятие. По стратонизогипсе —40 м поверхности пород мела длина его достигает 25 км, ширина 18 км, при амплитуде 150 м (Амурский, Хорошилов и др., 1964).

За Рометанской мульдой к северо-западу расположено Газлинское поднятие. Оно имеет размеры 100 × 60 км и состоит из ряда антиклиналей, брахиантиклиналей и разделяющих их брахисинклиналей. Наиболее хорошо изучены Газлинская и Ташкудукская антиклинали. Описанию первой из них посвящено несколько специальных работ (Дикенштейн, Жуковский и др., 1959, 1961а; Лебзин, 1961а). В своде Газлинской антиклинали, имеющей почти широтное простирание, обнажены отложения сенона и низов палеогена, а на крыльях — более молодые породы палеогена и неогена. По контуру выхода на поверхность мергелей алайского горизонта палеогена Газлинская антиклиналь вытянута на 43 км и имеет ширину до 16 км. Ее амплитуда достигает 200 м. Антиклиналь асимметрична; имеет более крутое (флексуорообразное) южное крыло с углами падения до 20° и пологое северное (2° 30'). Южное крыло ее осложнено сбросом. Западная периклиналь пологая (углы падения 1—1° 30'), восточная — более крутая (до 4°). Свод антиклинали осложнен тремя куполами,

В излучине долины р. Аму-Дарьи расположена Питнякско - Мешеклинская группа структур (рис. 80, 81, 82), отделенная от Янгиказганского поднятия Биргутлинской мульдой. Эта группа структур описана в ряде работ (Смолко, 1936, 1957; Крымгольц, 1946; Старобинец и Эвентов, 1948; Тектоника и некоторые вопросы... 1962; Тектоника и нефтегазоносность..., 1963; Амурский, Хоррашилов и др., 1964). В ее пределах почти сходятся Бухарская и Аму-Дарьинская флексурно-разрывные зоны. На более приподнятой Бухарской ступени находится Мешеклинская антиклиналь, которая протягивается вдоль русла Аму-Дарьи на востоко-юго-восток ($120-130^\circ$). В ее своде обнаружены отложения турона. Вдоль оси антиклинали обособляются кулисообразно расположенные Мешеклинская и Ичкеджарская брахиантиклинали. К ее южному концу примыкает почти меридионально вытянутая небольшая (длиной 8 км) Учиджакская брахиантиклиналь.

Мешеклинская структура обладает широким сводом и пологими крыльями с углами падения верхнего мела до 5° . Ичкеджарская брахиантиклиналь асимметрична, с более крутым северо-восточным крылом (углы падения до $10-13^\circ$) и пологим юго-западным (3°). Учиджакская брахиантиклиналь имеет относительно пологое (12°) восточное крыло и несколько более крутое (18°) западное.

Поле меловых отложений Мешеклинской антиклинали на юго-западе сливается с полем меловых отложений Питнякской антиклинали, расположенной уже в пределах Чарджоуской ступени. Они разделены Биргутлинским структурным заливом, отходящим от одноименной мульды. Питнякская антиклиналь хорошо выделяется полосой выходов на поверхность верхнемеловых отложений, которая протягивается в юго-восточном направлении ($140-150^\circ$) от излучины р. Аму-Дарьи до широты ст. Джикырбент на расстояние 70 км. На северо-западе меловые отложения глубоко погружаются под третичные осадки Ургенского структурного залива. Антиклиналь имеет широкий свод и четкие периклинальные замыкания. Свод антиклинали сложен породами сенмана и турона, а ее крылья — осадками сенона и палеогена. По простиранию ось ее ундулирует, в результате чего возникают три расположенные кулисообразно друг к другу брахиантиклинали (с северо-запада на юго-восток): Тюямуюнская, Султансанджарская и Кошабулакская. Далее к юго-востоку, в районе

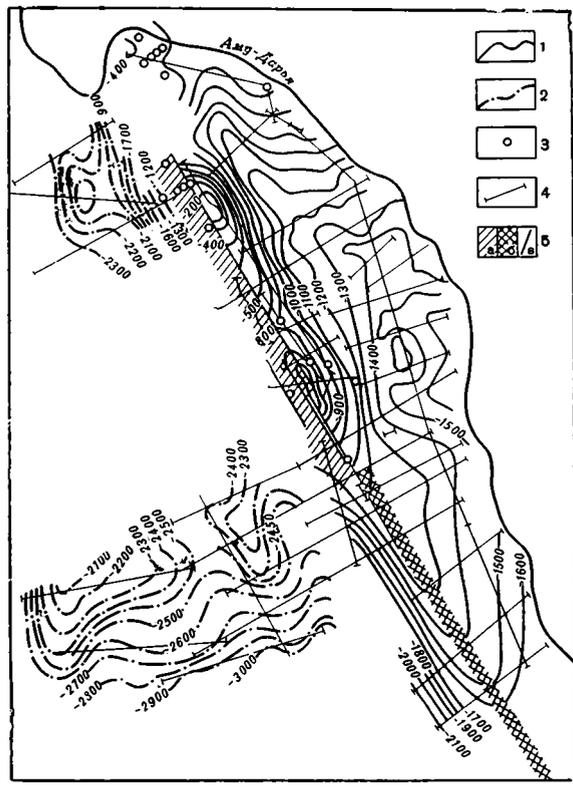


Рис. 81. Структурная схема Питнякской группы поднятий (по Г. И. Амурскому, А. А. Каипову, В. Г. Коцу, С. В. Курбатову, Ю. Н. Хорошилову).

1 — изогипсы условного сейсмического горизонта, проходящего вблизи подошвы меловых отложений; 2 — изогипсы условного сейсмического горизонта, проходящего в верхнеюрских отложениях; 3 — разведочные и структурные скважины; 4 — сейсмические профили МОВ; 5 — Султансанджарская зона дробления: а — по данным МОВ, РНП, бурения, б — по данным МОВ, в — отдельные тектонические нарушения, выявленные бурением и сейсморазведкой методом РНП на Кошабулакской структуре

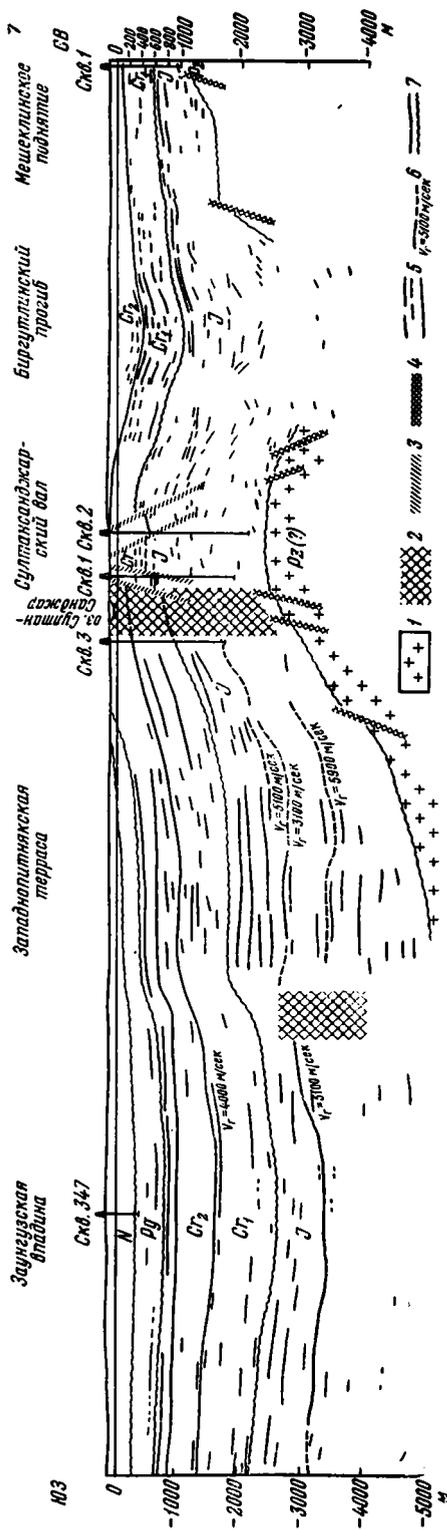


Рис. 82. Сводный сейсмогеологический профиль через район Питнякской антиклинали (по Г. И. Амурскому, А. А. Капшову, В. Г. Коцу, С. В. Курбатову, Ю. Н. Хорошлову).

1 — фундамент; 2 — участки отсутствия отражений (по данным МОВ), связанные с зонами разломов; 3 — тектонические нарушения, выявленные бурением, геологической съемкой и сейсмозаведкой РНИ; 4 — предполагаемые нарушения в фундаменте; 5 — отражающие площадки МОВ; 6 — сейсмические горизонты КМПВ; 7 — границы стратиграфических подразделений

ст. Дарганата, из-под практически горизонтально залегающих плиоценово-четвертичных отложений отдельными пятнами выступают породы миоцена и палеогена, намечая здесь две брахиантиклинали: Дарганатинскую и Южно-Дарганатинскую. Таким образом, общая длина Питнякской антиклинали достигает 100 км при ширине 20—25 км. В ее пределах намечается воздымание брахиантиклиналей от Дарганатинской (в своде которой обнажены отложения верхнего эоцена) к Кошабулакской (в ее своде выходят туронские породы) и Султансанджарской (с сеноманскими отложениями в своде). Тюмюнская брахиантиклиналь с выходом туронских пород в своде по контуру их распространения имеет длину 9 км, ширину 5 км. Падение слоев на ее крыльях 2—4°. Султансанджарская брахиантиклиналь асимметрична, с углами падения пород верхнего мела на северо-восточном крыле 3—5°, а на юго-западном 10—12°. Ее длина достигает 25 км. Кошабулакская брахиантиклиналь по бровке гряды окружающих ее известняков маастрихта имеет размер 26 × 12 км. Западное крыло по этому горизонту наклонено под углами 3—5°, а восточное — под углами до 5—11°. Свод Питнякской антиклинали разбит крутопадающими (до 65—85°) сбросами с амплитудой до 50—60 м, редко до 100—200 м.

К юго-востоку от Питнякской антиклинали намечается еще слабо изученное Гугуртлинское, а далее за ним Кабаклинское поднятия (Старобинец и Эвентов, 1948; Смолко, 1957; Тектоника и

нефтегазоносность., 1963, и др.). Они хорошо выделяются на правом берегу р. Аму-Дарьи обнажением верхнемеловых отложений, которые выходят на поверхность на протяжении 15 км. Здесь развиты две кулисообразно расположенные брахиантиклинали: Южно-Кызкалинская и Северо-Кызкалинская. Они слегка асимметричны: углы наклона слоев верхнего мела на их северо-восточных крыльях не превышают 3—4°, а на юго-западных достигают 6—8°. По стратозигипсам кровли мела — 200 м и — 300 м Кабаклинская антиклиналь продолжается на юг в виде двух структурных носов почти в меридиональном направлении. На широте ст. Дейнау она ограничена одноименным прогибом. К югу от ст. Кабаклы возникает еще одна небольшая брахиантиклиналь — Зауркакская (Теплицкий, 1961а). На Северо-Кызкалинской брахиантиклинали имеются продольные сбросы с амплитудой до 40 м. Юго-западное крыло Кабаклинского поднятия осложнено разрывом с амплитудой более 100 м по верхнемеловым отложениям.

В районе г. Чарджоу — ст. Алат расположено Чарджоу-Алатское поднятие, отделенное от Кабаклинской антиклинали значительным понижением кровли мела до отметок минус 400—минус 500 м. Среди более четких структур этого поднятия наиболее полно изучена Фарабская брахиантиклиналь, расположенная в районе ст. Фараб (Балашов и Бараш и др., 1961; Бараш и Соколов, 1961; Ситников и др., 1961). В ее пределах кровля верхнемеловых отложений вскрыта бурением на глубинах 300—460 м. По кровле меловых отложений Фарабская брахиантиклиналь вытянута в северо-западном направлении. По стратозигипсе кровли мела — 200 м протяженность ее длинной оси 26 км, короткой — 16 км. Брахиантиклиналь слабоасимметрична: имеет более крутое северо-восточное крыло (3°) и несколько более пологое юго-западное (1—1°30'). Амплитуда поднятия структуры по юго-западному крылу достигает 170 м, по северо-восточному — 80 м (в связи с разной глубиной прилегающих синклиналей). Северо-северо-западная периклиналь структуры опущена по поперечному разлому с амплитудой до 100 м.

Ближние морфологические особенности и размеры имеют другие брахиантиклинали Чарджоу-Алатского поднятия: Алатская, Сакар и др.

Далее к юго-востоку кровля верхнего мела снова погружается до абсолютных отметок минус 400—минус 500 м. Здесь расположена широкая плоская Тайкырская мульда. Она отделяет Чарджоу-Алатское поднятие от Денгизкульского. Последнее вытянуто на расстояние около 110 км и состоит из ряда брахиантиклиналей, в сводовых частях большинства из которых кровля мела поднимается до отметок выше 0. Брахиантиклинали расположены кулисообразно. Одна из наиболее погруженных структур — Самантепинская — вытянута на 20—25 км, при ширине 10—12 км. Углы падения меловых отложений в ее пределах не превышают 2°. К северо-востоку от нее расположена собственно Денгизкульская брахиантиклиналь, прослеживающаяся в северо-западном направлении на 25 км, ширина ее 12 км. Еще восточнее выделяется Восточно-Денгизкульская брахиантиклиналь. Южные их крылья более крутые (3—4°), северные — более пологие (2°). Восточнее лежит отделенная седловиной субширотная Уртабулакская брахиантиклиналь. Длина ее достигает 22 км, ширина 15 км. Свод ее нарушен грабенom. Более восточные брахиантиклинали, количество которых не менее четырех, имеют меньшие размеры (12—15×6 км) и изучены слабее.

К юго-востоку от Денгизкульского поднятия, после небольшого погружения лежит Сундуклинское поднятие, в пределах которого сейсморазведкой выявлены четыре брахиантиклинали. Наиболее изученная из них — собственно Сундуклинская, вытянута почти в широтном направлении и имеет длину 15 км, ширину 8 км. Углы падения слоев на ее крыльях равны 4—5°.

Вдоль всей северо-северо-восточной части Бухарской ступени протягивается Каракульский прогиб, который начинается в районе Питнякско-Мешеклинской группы структур и идет до Чарджоуского и Каганского поднятий. Он имеет длину около 200 км, ширину 30—40 км. В северо-западной части прогиба известна Учкырская брахиантиклиналь длиной 30 км, шириной 12 км. Ось Каракульского прогиба постепенно погружается к юго-востоку: поверхность верхнемеловых отложений с абсолютных отметок, близких к 0 на северо-западе, опускается до минус 400 — минус 450 м к северу от ст. Каракуль. Здесь Каракульский прогиб Испанлы-Чандырским поднятием разделяется на две ветви: северо-восточная ветвь отделяет названное поднятие от Каганского, а юго-западная — от Денгизкульского. Кровля мела в обеих ветвях прогиба залегает на отметках немногим глубже — 300 м.

Испанлы-Чандырское поднятие вытянуто в северо-западном направлении и прослежено на расстоянии около 100 км. Оно состоит из ряда брахиантиклиналей, в пределах которых кровля меловых отложений поднимается до отметок минус 100 — минус 200 м.

К юго-западу от Аму-Дарьинского уступа расположена Заунгузско-Багаджинская ступень. Северо-западную часть ее составляет Западно-Питнякская структурная терраса (Амурский, Хорошилов и др., 1964), оконтуренная стратоизогипсой — 500 м, отходящей на значительное расстояние к югу от Питнякской антиклинали. В пределах террасы поверхность мела обычно залегает почти горизонтально и только на осложняющих ее небольших по амплитуде и плохо изученных брахиантиклиналях слабо наклонена. Юго-восточнее Западно-Питнякской структурной террасы Заунгузско-Багаджинская ступень не выражена и Заунгузская мульда Хорезмско-Измаильского прогиба непосредственно соприкасается с Аму-Дарьинской ступенью. Наиболее четко Заунгузско-Багаджинская ступень намечается к югу от Чарджоу-Алатского поднятия, где прослеживается выявленное сейсморазведкой крупное и четко выраженное Багаджинское поднятие (Теплицкий, 1961а). Оно протягивается с севера на юг на 60 км и далее поворачивает к юго-востоку, продолжаясь в этом направлении еще на 60 км. По стратоизогипсе — 400 м Багаджинское поднятие подразделяется на ряд брахиантиклиналей (с севера на юг): Чарыгельскую, Джиллыкумскую и собственно Багаджинскую. Сводовые части этих брахиантиклиналей постепенно воздымаются с северо-запада на юго-восток: от — 400 м (по кровле мела) у первой до — 200 м у второй и до — 100 м у третьей. Амплитуда поднятия этих структур по кровле мела колеблется от 40 до 200 м. Углы падения слоев на крыльях поднятия 2—3°.

На юге Багаджинское поднятие через узкую перемычку переходит в крупное Малайское поднятие (Алиев и др., 1965). Последнее слегка вытянуто в широтном направлении и оконтурено стратоизогипсой — 300 м. В его центральной части поверхность меловых отложений поднимается до — 200 м. На юге Малайское поднятие непосредственно примыкает к Репетекскому соляному валу. Таким образом, Багаджинское и Малайское поднятия образуют две ветви расходящихся к западу и северо-западу поднятий, далеко вдающихся в сторону Заунгузской мульды Хорезмско-Измаильского прогиба.

Между Малайским и Багаджинским поднятиями, с одной стороны, и Аму-Дарьинской ступенью — с другой, расположена Карабеккульская мульда. Она ориентирована в юго-восточном направлении. Центральная ее часть оконтурена стратоизогипсой — 500 м. На северо-западе она через седловину непосредственно переходит в Заунгузскую мульду.

Бешкентский прогиб

К юго-восточной части Бухаро-Хивинской зоны ступеней, перед юго-западными отрогами Гиссара, относящимися уже к Западно-Тянь-Шаньской эпиплатформенной орогенной области, примыкает Бешкентский прогиб. Ранее (Борисов и др., 1960, и др.) он выделялся под названием Предгиссарского. Поскольку этот прогиб принадлежит Туранской плите и не является краевым или предгорным (в нем отсутствуют мощные толщи неогеново-антропогеновых моласс), Г. Х. Дикенштейн и другие (Тектоника и нефтегазоносность., 1963) совершенно справедливо предложили переименовать его в Бешкентский. Он имеет форму раструба, расширяющегося с северо-востока на юго-запад и своей суженной частью лежащего на продолжении Кашка-Дарьинской предгорной впадины. Он вытянут более чем на 150 км и в районе пересечения его с Аму-Дарьей имеет ширину более 100 км. Ранее предполагалось, что на юге он ограничен Аму-Дарьинским или Репетекским разломом, однако последние материалы (Айзберг и др., 1964) говорят о его некотором продолжении еще далее к югу. С юго-западными отрогами Гиссара Бешкентский прогиб граничит по разломам или крутым флексурам.

Бешкентский прогиб заполнен серией антиклинальных и синклинальных линейных складок, вытянутых с северо-запада на юго-запад параллельно простиранию структур юго-западных отрогов Гиссара. Ряды структур протягиваются на 100—150 км. Поверхность верхнемеловых отложений в синклиналях находится на отметках от —600 до —900 м. В сводах ряда антиклиналей отложения верхнего мела и низов палеогена обнажены на поверхности.

Амплитуда колебаний поверхности мела при переходе от синклиналей к антиклиналям колеблется от 300 до 900 м. Характерно, что амплитуда структур постепенно уменьшается с юго-востока на северо-запад; это, видимо, связано с удалением от области эпиплатформенного орогена. Обычно антиклинали асимметричны: юго-восточные крылья их более крутые. В ряде случаев они осложнены разломами, амплитуды которых достигают 500 м. Углы падения слоев верхнего мела и низов палеогена обычно равны 10—30°, а вблизи разломов даже достигают 80°. К югу от р. Аму-Дарьи, где установлено продолжение структур Бешкентского прогиба, вплоть до широты Южно-Каракумского поднятия происходит постепенное затухание складок по мере продвижения к югу и с юго-востока на северо-запад. Отдельные антиклинали по кровле мела здесь имеют размеры 11—20×3—10 км; углы падения слоев обычно равны 1—3° и только в двух структурах, которые, возможно, являются криптопапиновыми, увеличиваются до 5—10° и даже 20—25° (Айзберг и др., 1964).

Центрально-Кызылкумская зона поднятий

Палеозойские структуры Туркестанского и Нурабауского хребтов Тянь-Шаня к западу погружаются под мезо-кайнозойский чехол Туранской плиты, но вновь выходят на поверхность в Центральных Кызылкумах в виде отдельных гор, сложенных породами палеозоя. В мезо-кайнозойский этап развития этот район представлял собой зону крупных линейных или неправильных по форме поднятий, в ряде случаев с выступами и грядами пород фундамента в их центральных частях. Эти поднятия отделены друг от друга плоскими изометричными или, реже, вытянутыми мульдами. В последнее время район Центральных Кызылкумов изучен А. К. Бухариным, И. А. Пяновской, К. К. Пятковым и другими (Пятков и Бухарин, 1962; Пятков, Пяновская и Бухарин, 1963; Пятков и Пяновская, 1964).

Наиболее крупными в этой зоне являются поднятия гор Кульджуктау, Ауминзатау, Аристантау, Сангрунтау, Тамдытау, Токтынынтау, Джетымтау и Букантау. В их ядрах обнажены палеозойские породы, образующие довольно сложные герцинские структуры. Выступы и гряды пород палеозоя имеют в общем Тяньшаньские простирания и достигают в длину 80—100 км, при ширине до 20—30 км. Помимо их, имеется большое количество более мелких выходов палеозоя, измеряемых сотнями метров, а иногда первыми километрами. Многие из этих выходов представляют собой эрозионные останцы. Однако обычно наиболее крупные выходы пород, а иногда и группы более мелких или даже отдельные небольшие обнажения палеозойских пород соответствуют сводовым частям мезо-кайнозойских поднятий. Палеозойские ядра поднятий почти всюду окружены выходами сенонских, туронских и сеноманских, а местами и альбских отложений. В ряде случаев трансгрессивно залегающие палеогеновые осадки расположены прямо на породах палеозоя, а меловые отложения срезаны и поэтому отсутствуют. К поднятиям происходит довольно интенсивное воздымание поверхности меловых отложений. Кровля мела в предгорных участках залегает на абсолютных отметках от 100 до 200 м, но нередко до 300—400 м и выше.

К югу от западной части Букантау расположена обширная Мынбулакская мульда, в общем совпадающая с бессточной котловиной того же названия. С севера она ограничена горами Букантау, а с запада и востока — поднятиями (Джаракудукским и Тамдыкудукским), хорошо выделяющимися по выходам меловых отложений на поверхность. Среди меловых отложений свода восточного поднятия (Тамдыкудукского) выступают небольшие горки палеозойских пород. Мынбулакская мульда четко вырисовывается по поверхности верхнемеловых отложений. Она имеет округлую форму с осями длиной до 50—60 км. Кровля мела постепенно погружается к центру, где имеет абсолютные отметки залегания до минус 500—минус 600 м. Восточный борт мульды немного круче западного. От этой мульды в полукруг, образуемый Букантаускими горами, ответвляется более мелкая мульда, кровля мела которой погружается до отметки —200 м.

К востоку от Мынбулакской мульды, отделяясь от нее Тамдыкудукским поднятием, между горами Букантау и Джетымтау на севере и Тамдытау на юге, расположена крупная Жаманкумская мульда. Она вытянута параллельно ограничивающим ее горам почти в широтном направлении и имеет длину около 120 км, а ширину до 50—60 км. В средней части ее северного борта находится поднятие с резко выступающим палеозойским ядром — горой Окжетпес. В длину это поднятие имеет 25 км, в ширину — около 10 км. К югу от Окжетпесского поднятия отходит седловина, которая делит Жаманкумскую мульду на две небольшие ванны. Западная из них имеет форму неправильного многоугольника. Кровля мела в ее пределах погружается до отметок ниже —200 м. Восточная ванна имеет несколько меньшие размеры и осложнена вытянутым к востоку на значительное расстояние (до 30 км) структурным заливом. Кровля мела в ее центре лежит на глубине ниже —300 м. На юге Жаманкумская мульда осложнена крупным почти широтным разломом, который протягивается более чем на 170 км и ограничивает поднятие Тамдытау на севере и Тамдыкудукское поднятие на юге. Еще дальше к востоку, отделяясь от Жаманкумской мульды седловиной, расположена обширная, слегка вытянутая почти в широтном направлении Ергашкудукская мульда с отметкой кровли мела, по-видимому, до —400 м.

Поднятие гор Тамдытау отделено от поднятия Аристантау и Бельтау неглубокой (кровля мела несколько ниже 0), но довольно резкой Сардарской мульдой, которая вытянута на 50 км, при ширине до 10—15 км. На западе она ограничена небольшим поднятием гор Джетымтау.

К югу от Сардарской мульды, между Бельтауским и Аристантауским поднятиями, находится небольшая (длина оси до 25—30 км) округлая и неглубокая (отметки кровли пород от 0 до 100 м) Тишкурская мульда.

К северу от Ауминзатауского поднятия лежит другая небольшая мульда, в пределах которой кровля мела, по-видимому, погружена немного глубже — 100 м. Западнее ее, после седловины, продолжающей к югу Тамдыкудукское поднятие, расположена еще одна довольно обширная, но слабо изученная мульда. Она находится к юго-западу от Мынбулакской и отделена от нее небольшой седловиной. В пределах этой мульды кровля мела лежит на отметках, видимо, ниже — 100 м.

Между поднятиями Ауминзатау и Кульджуктау проходит узкий неглубокий структурный залив, который на востоке вливается в крупную Каракатинскую мульду. Кровля мела в центральной части последней опущена ниже — 300 м. Эта мульда имеет округлую форму с длиной осей до 50—60 км. С запад-северо-запада кровля мела в нее погружается круто, а на противоположной стороне происходит постепенный и очень плавный подъем этой поверхности.

К запад-северо-западу, на продолжении поднятия Кульджуктау, на меридиане Питняк-Мешеклинской группы структур, отделяясь от них Северо-Питнякской синклинали, расположена Кошайская антиклиналь. Она вытянута более чем на 110 км и состоит из ряда брахиантиклиналей с выходами верхнемеловых отложений в сводах.

К северу от Кошайской антиклинали намечается Северо-Кошайская синклиналь (Лигуша, 1962), вливающаяся в Ургенчский структурный залив.

Нижне-Аму-Дарьинская мегантиклиналь

От западного конца Кызылкумской зоны поднятий до впадения р. Аму-Дарьи в Аральское море сначала в субширотном, затем в северо-западном и, наконец, почти в меридиональном направлении прослеживается четкая вытянутая полоса выходов меловых отложений на современную и подантропогеновую поверхности. Эта полоса соответствует крупной, вытянутой более чем на 450 км Нижне-Аму-Дарьинской мегантиклинали. В ее восточной части, к северу от описанной выше Кошайской антиклинали, отделяясь от нее Северо-Кошайским погружением, расположена Мамырдынкаракырская антиклиналь (Лигуша, 1962, 1964). Она хорошо выделяется по обнажающимся в ее своде меловым отложениям, выходы которых вытянуты почти широтно. Ось ее по простиранию удвуклирует, образуя четыре брахиантиклинали. Наиболее восточная из них (Бузаубайская) расположена кулисообразно по отношению к Джаракудукской антиклинали и с юго-запада ограничивает Мынбулакскую мульду. Протяженность Мамырдынкаракырской антиклинали достигает 110 км (см. рис. 9). На западе эта структура оканчивается Джанбаскалинской брахиантиклиной, которая глубоко вдается в пределы Ургенчского структурного залива.

По отношению к описанной выше антиклинали кулисообразно расположена гряда Султан-Уиздаг. Выходы пород палеозоя в пределах этой гряды окаймлены обнажениями меловых отложений, по которым поднятие прослеживается на восток вплоть до возвышенности Кокча (в 50 км от гор Султан-Уиздаг). С юга и севера Султан-Уиздагская антиклиналь оборвана разломами и по существу представляет собой горст-антиклиналь.

Бурение, проведенное Союзной геологопоисковой конторой (Кузьмина, 1960; Пантелеев и Попов, 1961) и Каракалпакской поисково-разведочной партией (Г. Н. Носов), показало, что под аллювиальными наносами

низовьев р. Аму-Дарьи от Султан-Уиздага до п-ова Муйнак на южном побережье Аральского моря протягивается сплошная полоса распространения меловых отложений, вытянутая вдоль р. Аму-Дарьи. С запада и юго-запада эта полоса на всем протяжении оборвана дугообразным разломом, который далее проходит южнее Султан-Уиздага и заканчивается где-то восточнее него. Нижне-Аму-Дарьинская мегантиклиналь в районе дельты Аму-Дарьи с востока ограничена флексурой, которая хорошо намечается по резкому сгущению стратоизогипс кровли мела, поднимающихся сюда из соседней к востоку Восточно-Аральской впадины.

Кроме отмеченных выше антиклиналей, в пределах Нижне-Аму-Дарьинской мегантиклинали выделяется еще несколько. В районе г. Ходжейли намечается Ходжейлинская антиклиналь. Еще севернее на широте оз. Судочье под аллювиальными отложениями обнаружены породы апта, намечающие сводовую часть Тахта-Кайрской антиклинали (В. А. Кручинин). По-видимому, п-ов Муйнак также соответствует отдельной антиклинали. В пределах Нижне-Аму-Дарьинской мегантиклинали размытая вплоть до апта поверхность отложений мела лежит на абсолютных отметках от 0 до 200—250 м.

Восточно-Аральская и Сыр-Дарьинская впадины

К востоку и юго-востоку от Аральского моря расположена низменная территория, в геоморфологическом отношении отвечающая Северным Кызылкумам или аллювиальным равнинам левобережья низовьев Сыр-Дарьи, Жана-Дарьи, Куван-Дарьи и правобережья низовьев Аму-Дарьи. С северо-востока эта территория ограничена краем Большого Каратау, а с севера — Нижне-Сыр-Дарьинским сводом. На юго-западе и юге ее границей служит Нижне-Аму-Дарьинская мегантиклиналь и Центрально-Кызылкумская зона поднятий.

Западную часть этой территории, прилегающую к Аральскому морю, занимает Восточно-Аральская впадина. Бозгульским поднятием, расположенным в юго-восточной части впадины, впадина делится на две мульды: собственно Восточно-Аральскую и Таджикистанскую. Бозгульское поднятие вытянуто с северо-востока на юго-запад и хорошо оконтуривается стратоизогипсой — 100 м. Его длина по этой стратоизогипсе около 100 км, ширина до 50 км. В наиболее приподнятой его части на небольшой площади обнажены меловые отложения. Они прослеживаются на юго-востоке свода этого поднятия, вырисовывающегося стратоизогипсой 0. Восток-юго-восточное крыло поднятия более крутое, чем запад-северо-западное.

Большая часть собственно Восточно-Аральской мульды находится в пределах моря. Нам известно только ее юго-восточное, очень пологое крыло, оконтуренное стратоизогипсами — 200 и —300 м. В низовьях Аму-Дарьи прослеживается участок западного ограничения Восточно-Аральской мульды. Здесь она по резкой флексуре сопряжена с Нижне-Аму-Дарьинской мегантиклиналью. Близ этого участка намечается несколько небольших структурных носов и заливов, идущих с юга на север.

Таджикистанская мульда вытянута с северо-востока на юго-запад более чем на 200 км, при ширине до 100 км. Седловиной она разделена на две более мелкие ванны. По стратоизогипсе — 200 м она имеет размеры 125 × 75 км. В наиболее глубокой ее части, смещенной к юго-востоку, в сторону более крутого борта, кровля отложений мела погружается до —600 м. Северо-восточная ванна Таджикистанской мульды имеет значительно меньшие размеры (75 × 50 км) и меньшую глубину (кровля мела в ней прослеживается на глубине —150 м).

С востока Восточно-Аральская впадина ограничена Аккырско-

Кумкалинской седловинной. Северная часть этой седловины представляет собой подземный склон Нижне-Сыр-Дарьинского свода, а южная — северный склон Букантауского поднятия. В пределах склона Нижне-Сыр-Дарьинского свода намечается ряд структурных носов и заливов, которые уже видны по конфигурации южной границы распространения на поверхности слагающих свод меловых отложений (Самодуров, 1957). Они прослеживаются далее на юг, в сторону Восточно-Аральской впадины, и хорошо выделяются по стратозиогипсам поверхности мела. Среди них можно назвать Майлибашский, Караташтакский, Джусалинский и Джалагашский структурные носы. Все они слабо асимметричны: их западные крылья обычно круче восточных. Эти структурные носы осложнены брахиантиклиналями: Сарыбулакской, Бокандыкской, Аккырской и др. Их простираание либо юго-западное, либо близко к меридиональному.

В восточной части Аккырско-Кумкалинской седловины выделяется почти меридионально вытянутое Кумкалинское поднятие с отметками кровли мела выше 0 (Кирюхин и др., 1963). Оно вытянуто более чем на 100 км и на юге переходит в структурный нос, протягивающийся от поднятия Букантау к северу. Сводовая часть поднятия осложнена не менее чем тремя небольшими брахланктиклиналями (рис. 83).

К востоку от Аккырско-Кумкалинской седловины выделяется Сыр-Дарьинская впадина. Она вытянута с северо-запада на юго-восток вдоль края Большого Каратау, ограничивающего ее с северо-востока. На юго-западе Сыр-Дарьинская впадина полого поднимается в сторону Центрально-Кызылкумской зоны поднятий. На юге она ограничена поднятиями Дорткудукским, Карактау и Приташкентских чулей. Длина впадины около 500 км, ширина 125—175 км.

Сыр-Дарьинская впадина за последние годы довольно хорошо изучена геофизическими методами (Кунин, 1962а, б; 1964а, в, г; 1965). Она

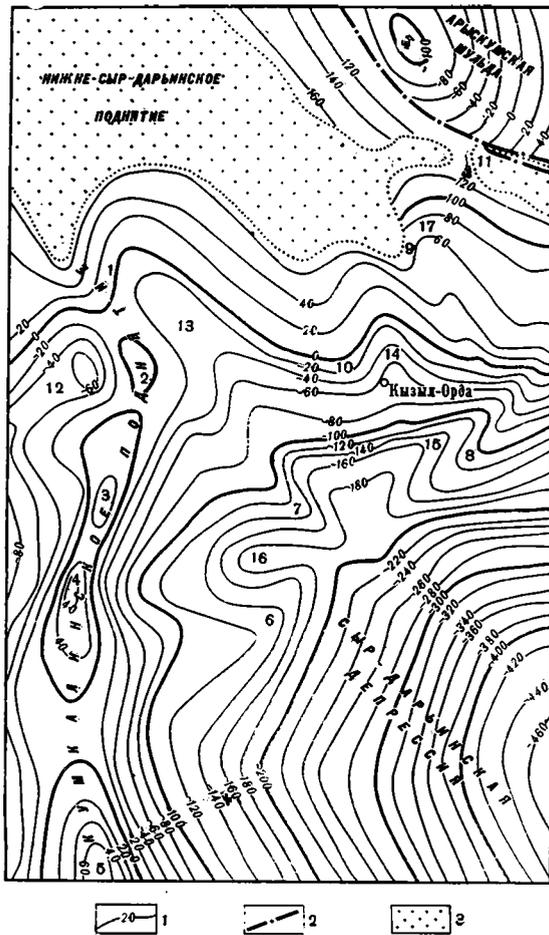
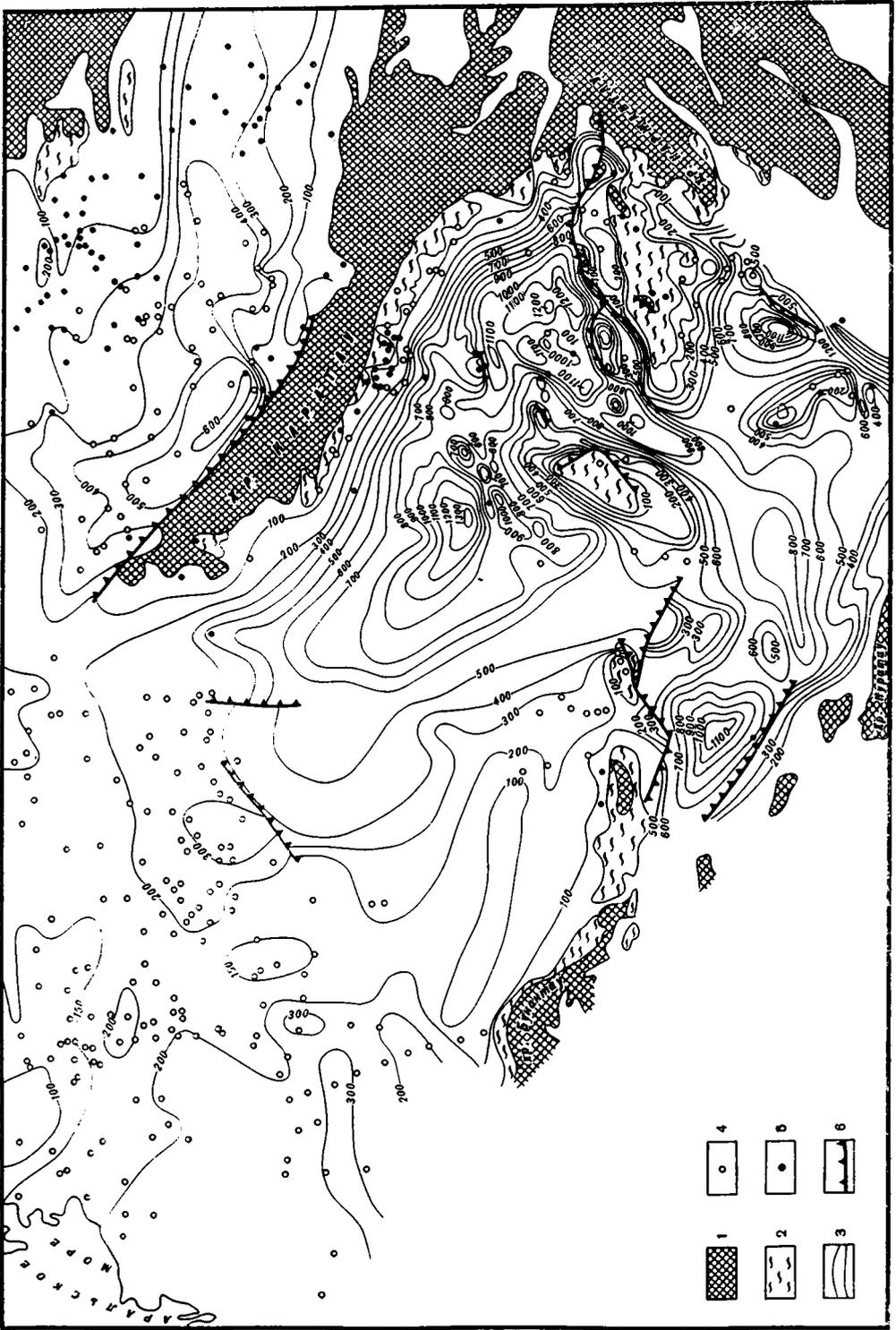


Рис. 83. Структурная карта кровли среднеэоценовых мергелей района Кумкалинского поднятия и северо-западной перпклинали Сыр-Дарьинской впадины (по Кирюхину, Клейнеру и Слюсареву, 1963).

1 — стратозиогипсы кровли среднего эоцена; 2 — тектонические нарушения; 3 — территория, где среднеэоценовые отложения отсутствуют. Структурные носы (цифры на карте): 1 — Шаиркольский, 6 — Сапарский, 7 — Сайкудукский, 8 — Солотубейский, 9 — Бурумбайский, 10 — Караузякский. Структурные заливы: 12 — Жанаталапский, 13 — Джалагашский, 14 — Айтгитбейский, 15 — Берназанский, 16 — Закетский, 17 — Кышкудукский. Складки брахиантиклинального типа: 2 — Баймынкольская, 3 — Жаскайратская, 4 — Жаутобейская, 5 — Кугаязская, 11 — Тузюльская



распадается на четыре крупные мульды (с северо-запада на юго-восток): Урменкумскую, Жаугашскую, Бердинскую и Арысскую. Между собой они разделены седловинами, которые осложнены брахиантиклинальными и куполовидными структурами. Поверхность меловых отложений, судя по сейсмическим материалам, в первых трех мульдах лежит на отметках минус 600 — минус 800 м. Стратоизогипсой — 600 м ограничивается и Арысская мульда, однако отдельные наиболее погруженные ее участки лежат на отметках —700 и даже —900 м. Мульды имеют пологие днища и более крутые крылья. В сторону кряжа Большой Каратау все мульды быстро выполаживаются, и здесь образуется Прикаратауская моноклиналь (рис. 84), вытянутая вдоль кряжа примерно на 500 км и шириной 30—75 км. В ее пределах выявлено несколько небольших брахиантиклиналей, слишком мелких по размерам и амплитуде, поэтому на нашей карте они не изображены.

Урменкумская мульда имеет округлую форму и вытянута в субширотном направлении. Ее длина по стратоизогипсе кровли мела — 500 м достигает 100 км, а ширина 50 км.

К юго-востоку, отделяясь от этой мульды слабо изученной седловиной, расположена Жаугашская мульда, которая в плане имеет вид треугольника с закругленными углами. Длина мульды равна 60 км, а ширина 50 км.

Бердинская мульда отделена от нее Балтакольско-Босагинской седловиной, в пределах которой выделяются четыре брахиантиклинали северо-восточного простирания. Амплитуда поднятия меловых слоев на некоторых из этих брахиантиклиналей невелика, и поэтому на карте они не получили отражения. Наиболее крупная из них по площади (Кокпендалдыкская) имеет длину 25 км и ширину 10 км, более крутое (до 10—12°) северо-западное и пологое (до 5°) юго-восточное крылья. Бердинская мульда ориентирована с северо-северо-востока на юго-юго-запад, имеет длину около 80 км и ширину до 30 км. Коскунгурско-Тимурской седловиной, лежащей на северо-восточном продолжении Карактауского поднятия, она отделена от Арысской мульды. В пределах Коскунгурско-Тимурской седловины развито несколько брахиантиклиналей длиной от 2,7 до 16 км. Эти антиклинали асимметричны. Углы падения слоев на их крутых крыльях равны 3—16°, на пологих 0,5—2,5°. Кровля меловых отложений в сводах брахиантиклиналей приподнята до минус 275 — минус 400 м (Куниев, Вейцман, 1963). Некоторые из них объединены в Железнодорожную и Коскунгурскую антиклинали. Ось первой структуры изменяет простирание с северо-восточного на субширотное. Вторая антиклиналь имеет субширотное простирание. Наиболее крупная, Тимурская, брахиантиклиналь с юга и востока оборвана разрывом типа крутого надвига с амплитудой по поверхности мела до 300 м. Свод складки приближен к разрыву, и ее ось изменяет простирание с субширотного на субмеридиональное соответственно с изменением направления разрыва.

Арысская мульда имеет довольно сложные очертания и несколько вытянута в субширотном направлении. В ее западной части сейсморазведкой (Куниев, Вейцман, 1963) выявлены субмеридиональные Кунгурская синклиналь, с погруженным кровлей мела ниже отметок —900 м, и Каракунгур-Акдалинская антиклиналь, кровля мела в пределах которой воздымается до отметок выше минус 650 — минус 600 м. Кунгурская синклиналь вытянута на 40 км, при ширине до 15 км. Стрела ее прогиба по

Рис. 84. Схема равных мощностей отложений кайнозоя Южного Казахстана (по Кунину, 1965).

1 — выходы палеозойских пород на поверхность; 2 — выходы меловых пород на поверхность; 3 — изопачиты кайнозойских отложений; 4 — скважины, вскрывшие меловые отложения; 5 — скважины, вскрывшие поверхность палеозойских (а в Приарале — и триасовых) пород; 6 — крупные разломы, четко выраженные в поведении поверхности меловых отложений

кровле меловых отложений достигает 300—500 м. Каракунгур-Акдалинская антиклиналь по оконтуривающей ее стратонзогипсе поверхности мела — 775 м имеет длину 40 км и ширину 5—7 км. Антиклиналь асимметрична, с более крутым ($4-12^\circ$) восточным и пологим ($1,5-3^\circ$) западным крыльями. Она обладает четко выраженными периклинальными окончаниями. В результате ундуляции шарнира вдоль ее свода возникают отдельные брахиантиклинали, из которых наиболее крупной (11×4 км) и наиболее приподнятой (-580 м) является Каракунгурская. Помимо упомянутых, в Арысской мульде выделяется еще ряд осложняющих ее отрицательных и положительных структур.

К юго-юго-западу от Арысской мульды ответвляется Байрамкумская мульда, лежащая на продолжении Кунгурской синклинали и отделяющая поднятие Каратау от поднятия Приташкентских чулей. Она вытянута более чем на 50 км, шириной 20—25 км. Центральная ее часть пологая (здесь поверхность мела погружена глубже -600 м), а крылья флексуобразные, иногда осложненные разрывами. В районе слияния обеих мульд расположена Байракумская брахиантиклиналь субширотного простирания, которая по изогипсе -700 м имеет размеры 25×17 км.

Поднятие Приташкентских чулей и Карактауское поднятие

Под Приташкентскими чулями понимается холмистая, неглубоко расчлененная предгорная равнина, расположенная к северу от г. Ташкента между хр. Каржантау на востоке и юго-востоке, долиной р. Арысь и ее притоков на севере и р. Сыр-Дарьей на западе. Вопросы тектоники этой территории освещены в работах Е. В. Иванова (1925), В. И. Попова (1938), Н. П. Васильковского (1948), Г. А. Беленького (1961) и др. Наибольшее значение имеет последняя работа, в которой сведены все имеющиеся данные по геологии Приташкентских чулей.

Поднятие Приташкентских чулей прекрасно выделяется выходами пород мелового возраста среди поля более молодых отложений. Простирание поднятия близко к широтному с некоторым отклонением с северо-востока на юго-запад. Его длина по контурам выхода на поверхность меловых отложений около 135 км, наибольшая ширина в центральной части достигает 75 км (если к поднятию Приташкентских чулей присоединить отделенное от него лишь узкой и неглубокой седловиной Дарбазинское поднятие, то его ширина увеличивается до 86 км). К востоку и западу ширина поднятия уменьшается.

Г. А. Беленький (1961) на территории Приташкентских чулей выделяет ряд антиклиналей и синклиналей, в свою очередь осложненных более мелкими структурами. Если проследивать эти структуры с востока на запад от хр. Каржантау до р. Сыр-Дарьи, то можно выделить Майско-Полторацкую антиклиналь, Дарбазинскую группу структур, Богоналинскую антиклиналь и Мансуратинскую антиклиналь. Антиклинали, как правило, асимметричны, с более крутыми северными и пологими южными крыльями. В ряде случаев крутые крылья оборваны разломами. Преобладающей формой структур являются брахиантиклинали и купола. Они расположены кулисообразно относительно друг друга и вытянуты с северо-востока на юго-запад с общим погружением шарнира структур в юго-западном направлении. В ядрах наиболее приподнятых антиклиналей выходят известняки нижнего карбона (Мансуратинская и Богоналинская брахиантиклинали).

Карактауское поднятие расположено к западу от поднятия Приташкентских чулей и отделено от него уже упомянутой Байракумской мульдой. Оно совпадает с возвышенностями Карактау на левом берегу р. Сыр-Дарьи и хорошо выделяется на геологической карте по вы-

ходам меловых отложений, наиболее древние из которых относятся к сенману. Карактауское поднятие вытянуто почти в меридиональном направлении. Его длина по контуру выхода на поверхность меловых отложений достигает 60 км, а ширина 25—30 км, уменьшаясь на южном и северном окончаниях. Широкий пологий свод поднятия сменяется крутыми крыльями, осложненными разломами.

Ергашкудукско-Келесская впадина

Между поднятиями Приташкентских чулей, Карактауским и Дорткудукским на севере и кряжем Нуратау на юге расположена субширотно вытянутая от района Кызылкумской зоны поднятий до Чаткальских и Кураминских гор Тянь-Шаня Ергашкудукско-Келесская впадина. Она состоит из ряда мульд. Наиболее западная из них — Ергашкудукская — в плане имеет треугольную форму с крутыми юго-западным и северо-западным бортами. К востоку происходит более постепенный подъем слоев. Кровля мела в центре мульды опущена глубже — 400 м.

Отделяясь от нее седловиной, восточнее расположена Северо-Нуратинская мульда, в пределах которой поверхность меловых отложений погружена до отметок — 400 м. Она субширотно вытянута вдоль кряжа Нуратау.

Следующая к востоку Келесская мульда отделена от Северо-Нуратинской Чардаринским поднятием, в северной части которого выделяется Джамсугумская брахиантиклиналь, описанная Г. А. Беленьким (1954). Выходящие в ее своде меловые отложения обнажены в излучине р. Сыр-Дарья. Углы падения их слоев на северо-западном крыле брахиантиклинали местами достигают 70°, а на юго-восточном — не превышают 10—12°. Южнее меловые отложения погружены под неогеново-антропогеновые породы. Келесская мульда расположена между поднятиями Приташкентских чулей на севере, палеозойским хребтом Каржантау и его подземным продолжением (Полторацко-Сыр-Дарьинской антиклиналью) на востоке и Чардаринским поднятием на западе и юго-западе. В плане она имеет форму равнобедренного треугольника с длиной сторон около 100 км. На северо-восток от мульды на расстоянии 50 км между поднятием Приташкентских чулей и хр. Каржантау отходит структурный залив. Поверхность меловых отложений погружена в Келесской мульде до отметки — 1200 м, а в своде Полторацко-Сыр-Дарьинской антиклинали поднимается выше — 400 м.

К востоку от Келесской мульды, вдоль палеозойских хребтов Чаткальского, Кураминского и Моголтау вплоть до Туркестанского хребта развита предгорная Приташкентская впадина, возникшая в результате эпиплатформенного орогенеза. Мощность неогеново-антропогеновых моласс близ г. Ташкента в этой впадине достигает 2000 м. Южнее хр. Моголтау Приташкентская впадина соединяется с крушной межгорной Ферганской впадиной, мощность неогеново-антропогеновых красноцветных толщ в центральной части которой достигает 5000—6000 м (Рыжков, 1959).

Описанные выше Сыр-Дарьинская и Ергашкудукско-Келесская впадины, включая Карактауское поднятие, Н. Я. Куниин (1964а, г, 1965) объединяет в крупную Средне-Сыр-Дарьинскую депрессию.

Нижне-Сыр-Дарьинский свод

К востоку от Северо-Приаральской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей, в основном на правобережье р. Сыр-Дарья, находится крупный Нижне-Сыр-Дарьинский свод (Тектоническая карта СССР., 1956; Самодуров, 1957). Этот свод занимает центральное положение в Северо-Восточном Приаралье, располагаясь на стыке крупных отрицатель-

ных структур первого порядка: Тургайской и Чуйской синеклиз, Восточно-Аральской и Сыр-Дарьинской впадин. Он достаточно ясно вырисовывается на структурной и геологической картах по обширному полю развития меловых пород, закартированных еще в 1932—1933 гг. Б. А. Петрушевским и Н. С. Зайцевым (Петрушевский, 1933). Эта структура в плане имеет округло-угловатую форму. На юго-восток в направлении хр. Каратау от нее отходит сравнительно узкий структурный нос. Площадь выхода на поверхность меловых отложений в пределах Нижне-Сыр-Дарьинского свода достигает 21 000 км². С запада Нижне-Сыр-Дарьинский свод ограничен Майлибашской меридиональной флексурой. Б. А. Петрушевский (1933) в районе ст. Майлибаш наблюдал наклон слоев основания палеогена до 8°.

На северо-востоке Нижне-Сыр-Дарьинский свод ограничен сбросом, который является северо-западным продолжением Каратауского разлома. На значительном участке этот сброс перекрыт почти не дислоцированными континентальными отложениями миоцена, но местами они отсутствуют и тогда видно, как по сбросу контактируют породы мела в его западном, поднятом, крыле, и различные горизонты палеогена в восточном, опущенном. На юге Нижне-Сыр-Дарьинский свод не имеет резкого ограничения: он постепенно погружается, образуя ряд структурных носов.

В пределах Нижне-Сыр-Дарьинского свода выделяется ряд осложняющих его более мелких структур типа брахиантиклиналей и куполов. Они обычно имеют слабо вытянутую изометричную форму и очень пологие крылья, углы наклона слоев на которых не превышают 1° (более обычные углы до 30'). К таким структурам принадлежит Тюратамский и Кемесалганский купола, расположенные в южной части свода. В их ядрах выходят верхнеальбские и сеноманские отложения. Эти купола слабо вытянуты в меридиональном направлении. На северо-востоке Нижне-Сыр-Дарьинского свода известно несколько брахиантиклиналей, имеющих северо-западное простирание. Наиболее крупной из них является Тюлькелейская, в ядре которой выходят пестроцветные породы среднего альба. Самая высокая точка залегания кровли отложений мела находится на северо-восточном крыле Тюлькелейской брахиантиклинали, на останце Егыз-Кара, и равна 280 м. С учетом надстройки размытой части разреза можно предполагать, что в ядре этой структуры она достигала 400—450 м.

К северо-западу от Нижне-Сыр-Дарьинского свода известен выход верхнемеловых отложений, который обычно объединяют с полем развития меловых пород в пределах Нижне-Сыр-Дарьинского свода. В действительности же он отделен от Нижне-Сыр-Дарьинского свода синклиналию, выполненной отложениями палеогена, и намечает резко выраженную Кай-н-а-рбулакскую антиклиналь. Она вытянута с северо-востока на юго-запад более чем на 40 км. В ее сводовой части выходят отложения турона и сантона, а на крыльях — породы кампана, маастрихта и низов палеогена. Юго-восточное крыло антиклинали крутое (углы падения слоев верхнего мела до 10—15°), осложненное небольшими диагональными сбросами, а северо-западное — пологое (менее 1°). Образование антиклинали, по-видимому, связано с оперяющим разломом, отходящим от Восточно-Уральского регионального шва.

Тургайская и Чуйская синеклизы

Тургайская и Чуйская синеклизы были выделены Н. С. Шатским (1938). Они с запада и юго-запада опоясывают Центрально-Казахстанский щит.

Тургайская синеклиза занимает большую восточную часть Тургайских степей. Строение этой синеклизы описано в работах Н. Г. Кассина (1934, 1937, 1941), Б. А. Петрушевского (1939а, 1955), Н. С. Зайцева и Б. А. Петрушевского (1950), Н. С. Шатского (1951), Н. К. Овечкина

(Бойцова и др., 1955), В. И. Самодурова (1957), Б. М. Михайлова и В. А. Ларионова (1961), Е. А. Мазипой и Н. К. Овечкина (1961), Е. М. Анянцевой и др. (1963), Б. А. Кулубекова (1965) и др.

Тургайская синеклиза является пологой вытянутой почти в меридиональном направлении структурой. Ее длина по нулевой стратоизогипсе достигает 500 км. Максимальная ширина в центральной части около 200 км, но к северу и югу она уменьшается. На севере Тургайская синеклиза ограничена Кустанайской седловиной, на юге — Нижне-Сыр-Дарьинским сводом. Следует отметить, что на юге Тургайская синеклиза разделяется на две мульды: западная из них имеет юго-западное простирание и отделяет Кайнарбулакскую антиклиналь от Нижне-Сыр-Дарьинского свода, восточная, М а ш а й с к а я (Самодуров, 1957), является юго-восточным окончанием Тургайской синеклизы и отделяет Центрально-Казахстанский щит от Нижне-Сыр-Дарьинского свода. Машайская мульда замыкается в северной части урочища Мынбулак. В пределах последнего расположена Мынбулакская седловина, отделяющая Машайскую мульду от Арыскупской мульды, которая является уже крайней северо-западной структурой Чуйской синеклизы.

Наиболее прогнутая часть Тургайской синеклизы, в которой кровля мела опущена до —300 м, расположена к югу от излучины р. Каратургай. Восточное ее крыло, видимо, более крутое, чем западное. Породы мела и палеогена в пределах Тургайской синеклизы залегают очень полого, что в свое время заставило многих исследователей считать их даже горизонтально лежащими. На самом деле углы наклона слоев, хотя и не превышают обычно 1°, но отмечаются повсеместно.

К юго-востоку от Тургайской синеклизы, отделяясь от нее Мынбулакской седловиной, расположена Чуйская синеклиза. Она занимает равнинную территорию между Центрально-Казахстанским щитом на северо-востоке и кряжем Каратау на юго-западе. Различные вопросы тектоники платформенного чехла Чуйской синеклизы освещены в работах Б. А. Петрушевского (1942, 1955), А. В. Кучапина (1957), К. В. Никифоровой (1960), К. Х. Бакирова и др. (1961), В. И. Елисеева (1961), Н. Я. Кунина (1961, 1965), В. И. Дитмара (1965).

Чуйская синеклиза протягивается вначале в юго-восточном направлении, а затем приобретает почти широтное простирание. Ее длина достигает 800 км. В поперечном сечении синеклиза асимметрична. На ее очень пологом северо-восточном крыле развиты широкие поля меловых отложений. Более прогнутые юго-западная и южная части синеклизы двумя широкими пологими седловинами разделены на три мульды.

Крайняя северо-западная из них — А р ы с к у м с к а я — имеет относительно небольшие размеры: ее длина около 150 км, ширина около 75 км. Она расположена между Нижне-Сыр-Дарьинским сводом на юго-западе (отделяясь от него продолжением Каратауского разлома) и структурным носом, отходящим от палеозойского поднятия Улутау, на северо-востоке. Кровля мела в пределах Арыскупской мульды погружена до отметок ниже —200 м.

Средняя — С а р ы с у й с к а я — м у л ь д а отделена от предыдущей Кзыл-Ординской седловиной (Петрушевский, 1955). Она вытянута на 300 км. В ее средней части отходит далеко вдающийся к северу пологий структурный залив, вследствие чего ее ширина здесь достигает 250 км. Наиболее прогнутая часть Сарысуйской мульды приближена к кряжу Большого Каратау и оконгурируется стратоизогипсой — 200 м.

Обе описанные выше мульды асимметричны: их южные крылья более круты и оборваны Каратауским разломом, а северные крылья полого поднимаются в сторону Центрально-Казахстанского щита.

Восточно-Чуйская мульда (Петрушевский, 1955), расположенная по обоим берегам р. Чу восточнее Уланбель-Таласской седловины

(Новиков, Синицын и Скворцов, 1961), представляет собой территорию с неглубоким залеганием фундамента, перекрытого в основном кайнозойскими отложениями.

К северу от Восточно-Чуйской мульды расположен сливающийся с ней молодой плиоценово-антропогеновый прогиб, образование которого обусловлено неотектоническими поднятиями смежного палеозойского массива Джалаир-Найманской зоны разломов. На юге Восточно-Чуйская мульда переходит в значительно более глубокий Предкиргизский предгорный прогиб, вытянутый параллельно Киргизскому хребту и выполненный неогеново-антропогеновыми молассовыми отложениями. Его длина около 300 км, ширина 30 км. В поперечном разрезе он резко асимметричен: имеет более крутое южное крыло и пологое северное. В пределах прогиба известен ряд осложняющих его антиклинальных структур (Серафимовская и др.), частично связанных с диапиризмом миоценовых солей.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРОЕНИЯ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХОЛА ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ ПО КРОВЛЕ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Как видно из приведенного выше описания, поверхность меловых отложений в пределах Туранской плиты довольно интенсивно дислоцирована. В ряде мест меловые отложения выходят на поверхность, причем здесь они обычно наиболее высоко приподняты. Меловые отложения выходят в сводовых частях крупных мегантиклиналей, в апикальных частях сводов и поднятий, а также вдоль подножий палеозойских массивов, погружающихся под платформенный чехол. Их выходы расположены в пределах Мангышлакской и Туаркырской систем мегантиклиналей и мегасинклиналей, Чушкакульской мегантиклинали, Нижне-Аму-Дарьинской мегантиклинали, Нижне-Сыр-Дарьинского свода, поднятия Приташкентских чулей и в других местах.

В некоторых местах меловые породы перекрыты залегающими резко несогласно неогеново-антропогеновыми отложениями. В сводовых частях ряда поднятий значительные толщи верхнемеловых отложений размыты до весьма глубоких горизонтов вплоть до полного их отсутствия. В этих случаях на поверхности прослеживаются отложения нижнего мела и юры.

В других местах Туранской плиты поверхность меловых отложений оказалась глубоко опущенной и погребенной под мощной толщей палеогеновых осадков. Это — участки крупных прогибов, синеклиз и впадин. К ним относятся Северо-Устюртский и Челкарский прогибы, Тургайская и Чуйская синеклизы, Южно-Мангышлакский, Ассакеауданский и Хорезмско-Измаильский прогибы, Бахардокская периплатформенная моноклинал, Барсакельмесская впадина и др. Кроме основных крупных структур, поверхность меловых отложений образует большое количество различных по форме и размерам антиклиналей и синклиналей; причем как непосредственно по обнажениям, так и по сейсморазведочным и другим данным можно видеть плавные пликвативные изгибы этой поверхности. Во многих местах она нарушена разломами и флексурами разной протяженности и амплитуды.

Таким образом, установлено, что в пределах Туранской плиты нет значительных участков с горизонтальным залеганием поверхности меловых отложений: она всюду в той или иной степени дислоцирована.

Как было показано выше, по поверхности меловых отложений вырисовываются самые разнообразные по размерам и форме тектонические структуры: резко линейные и почти изоморфные, с крутыми углами падения слоев и с крайне пологими, вытянутые на сотни километров и небольшие по протяженности (несколько километров), осложненные дизъюнктивными дислокациями и без них, резко асимметричные и реже симметричные и др.

Проследим, какой размах тектонические движения приобрели за послемеловое время.

В зоне южного погружения Уральской складчатой системы кровля меловых отложений вблизи выходов их на поверхность имеет абсолютные отметки 200—350 м. Если принять во внимание размыв значительной части пород мела (с учетом конседиментационного уменьшения мощностей к сводам антиклиналей), то его восстановленная кровля должна лежать на отметках до 400—500 м, а в ряде случаев и выше. В синклиналях указанной зоны поверхность верхнемеловых отложений погружается до отметок ниже —300 м, в Кургантузской мульде до —450 м, а в Капшкартинской мульде до —900 м. Таким образом, предельный размах тектонических движений в зоне южного погружения Урала приближается к 1500 м. Амплитуда «волн» основных структур Северного Приаралья колеблется от 400 до 1000 м. Обычно наклон поверхности меловых отложений (исключая участки флексур и приразломных опусканий) здесь изменяется от 5 до 20 м на 1 км.

В краевых участках развития палеогеновых отложений на Мангышлаке кровля мела расположена на отметках 100—150 м. Такие же отметки эта поверхность имеет на Кассарминской мегантиклинали. На Северо-Бузачинском своде поверхность размытых до альба меловых пород лежит на отметках около 0. В пределах обнаженной части Мангышлака отложения мела залегают на отметках до 300—350 м. Такие же отметки меловые отложения имеют на продолжении Мангышлака под неогеновым покровом Устюрта. При отсутствии преднеогенового эрозионного среза, который в наиболее приподнятых участках суммарно достигает 800 м, а может быть, и более, кровля меловых отложений должна была лежать здесь на отметках не менее 1000 м (Шлезингер, Плещеев, 1959).

В соседних с Мангышлакской системой мегантиклиналей и мегасинклиналей Северо-Устюртском и Южно-Мангышлакском прогибах кровля мела опускается соответственно до —1100 и —1200 м. Следовательно, максимальный размах послемеловых движений на Мангышлаке и прилегающих территориях достигает 1550 м. Если же принять во внимание восстановленную кровлю меловых отложений на Мангышлаке и считать, что она достигала 1000 м, то вертикальная амплитуда тектонических движений за время, прошедшее после мелового периода, будет не менее 2200 м. Поверхность меловых отложений чаще всего имеет наклон 10—20 м на 1 км. Нередко он увеличивается до 30—35 м на 1 км и более, а иногда, наоборот, падает до 6—8 м на 1 км.

В пределах Нижне-Аму-Дарьинской мегантиклинали, Питнякской и Мешеклинской антиклиналей поверхность размытых (до нижнего мела) меловых отложений залегают на отметках до 200—250 м, а в соседнем Хорезмско-Измаильском прогибе кровля мела погружается до —600 и даже —1000 м, т. е. разница в глубинах залегания меловых пород здесь превышает 1200 м.

В Карашорской мегантиклинали Туаркырской системы меловые отложения поднимаются до 200 м, а юго-западнее, в Учтаганской мегасинклинали, опускаются до —1200 м, причем средний наклон поверхности мела равен 30—40 м на 1 км.

В пределах Бухаро-Хивинской зоны ступеней амплитуда движений за послемеловое время близка к 1000 м, но наклон поверхности меловых отложений остается таким же, как и к юго-юго-западу от Аму-Дарьи, а в ряде случаев даже становится несколько большим.

В Центрально-Кызылкумской зоне поднятий сохраняются предельные амплитуды колебаний кровли мела, характерные для Бухаро-Хивинской зоны ступеней, хотя наклон поверхности меловых отложений здесь обычно значительно меньший (5—20 м на 1 км). Если сравнивать наиболее низкое залегание кровли мела в мульдах с восстановленным ее положением на

поднятиях, то общий размах послемеловых движений будет равен 1500—2000 м.

На Нижне-Сыр-Дарьянском своде размытая до среднего альба поверхность меловых отложений имеет отметки до 200—300 м. У подножья юго-восточной части кряжа Большого Каратау породы мела залегают на отметках, превышающих 250—300 м. В соседней к югу Сыр-Дарьинской впадине кровля меловых отложений погружается до минус 700 — минус 800 м. Наклон поверхности меловых отложений обычно достигает 10—16 м на 1 км.

В пределах Тургайской и Чуйской синеклиз разница между наиболее высоким и наиболее низким положениями поверхности меловых отложений имеет значительно меньшую величину (500—700 м), чем в других местах Туранской плиты. В этих участках уменьшается и величина наклона кровли пород мела: она не превышает 8—10 м на 1 км.

Из краткого обзора положения кровли меловых отложений следует, что в пределах внутренних частей Туранской плиты наибольший размах тектонических движений в послемеловое время имел место в районе Мангышлака—Туаркыра. Здесь же наблюдается и наибольший наклон поверхности меловых отложений. Наименьшие цифры как амплитуды тектонических движений за послемеловое время, так и наклона кровли мела наблюдаются в Тургайской и Чуйской синеклизах. Остальные участки Туранской плиты занимают промежуточное положение.

Еще больший размах движений отмечается в южных окраинных частях Туранской плиты, приближенных к альпийским складчатым сооружениям Кавказа и Копет-Дага и эпиплатформенной орогенной области Тянь-Шаня.

На обширной территории Низменных Каракумов, от Большого Балхана на западе до р. Талжеп на востоке, меловая поверхность испытывает региональное погружение с севера на юг, в сторону Предкопетдагского краевого прогиба. На Центрально-Каракумском своде граница палеогена и мела расположена на отметках минус 25 — минус 50 м. Непосредственно к югу она погружается до —2000 м, а в центральной части Предкопетдагского краевого прогиба даже до —4000 м, т. е. здесь размах вертикальных колебаний поверхности меловых отложений достигает 4000 м, а величина ее наклона равна 10—20 м на 1 км.

Такое же региональное погружение поверхность меловых пород испытывает в сторону Терско-Каспийского краевого прогиба на восточном побережье Каспия между п-овом Тюб-Караган и заливом Кара-Богаз-Гол. Это погружение продолжается под водами Среднего Каспия, где отметки залегания кровли меловых отложений (по данным морских сейсморазведочных работ) составляют примерно —2000 м. Если же приять во внимание отметки залегания восстановленной кровли меловых отложений на п-ове Мангышлак (+1000 м), то размах движений за послемеловое время составит 3000 м. Такое глубокое погружение меловых пород по периферии Туранской плиты, тяготеющей к альпийским складчатым сооружениям, частично объясняется вовлечением окраинных участков платформы в опускания, вызванные образованием краевых прогибов.

ХАРАКТЕР ИЗМЕНЕНИЯ МОЩНОСТЕЙ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В юго-западной части Туранской плиты меловые отложения в основном залегают на юрских породах, а в северо-восточной, где отложения юры распространены спорадически, обычно лежат прямо на породах фундамента. В связи с этим для юго-западной территории изменение мощностей меловых отложений изображается картой схождения между поверхностью юрских и кровлей меловых отложений, а для северо-восточной — в основном картой схождения между поверхностью фундамента и кровлей пород мела.

От Мугоджар мощность меловых отложений постепенно увеличивает-ся к югу, причем в пределах Примугоджарской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей изменение ее значений при переходе от отрицательных структур к положительным хотя и происходит, но не бывает большим (рис. 85, вкладка, см. в конце книги). Более резко выражены мегантиклинали и мегасинклинали Северо-Приаральской системы: здесь мощности меловых отложений от 800—200 м и менее в сводовых частях мегантиклиналей увеличиваются в осевых частях мегасинклиналей до 1000—1200 м и более. По мощностям меловых отложений в виде небольших структурных носов вырисовываются Чушкакульская и Куландинская мегантиклинали, а в виде структурного залива — расположенный между ними Челкарский прогиб. Вдоль него происходит общее увеличение мощностей меловых отложений к югу, к осевой части Северо-Устюртского прогиба, где она достигает 1800—2000 м. Замкнутыми изолиниями выделяются наиболее глубокие мульды прогиба. Уменьшенные мощности наблюдаются в пределах структурного носа, осложняющего свод Базайско-Аккулковского поднятия. Изолиниями 1600 и 1800 м в виде структурной террасы хорошо выделяется Мынсуалмасская группа структур.

К Бузачинскому своду происходит четкое уменьшение мощностей меловых отложений до 1200 м и меньше. Несколько слабее (до 1600 м) сокращаются мощности к своду Кассарминской мегантиклинали, причем здесь отдельными изолиниями намечаются осложняющие ее более частые структуры. Вновь до 2000 м и более увеличивается мощность пород мела в Барсакельмесской впадине. Хорошо намечаются Судочья и собственно Барсакельмесская мульды и разделяющее их Кабанбайско-Алаамбекское поднятие.

В Мангышлакской системе мегантиклиналей и мегасинклиналей полные мощности меловых отложений колеблются от 800 до 1200 м. В Южно-Мангышлакском прогибе мощность меловых отложений достигает 1400 м и более, сокращаясь к поднятию мыса Песчаного до 1000 м и менее.

Восточнее, в центральной части Северо-Туркменской зоны прогибов, мощности меловых отложений значительно увеличиваются. Так, в наиболее прогнутой части Ассакеауданского прогиба они достигают 2200—2400 м. Почти такие же мощности наблюдаются и в Хорезмско-Измаильском прогибе.

К югу от Южно-Мангышлакского прогиба в сторону Карабогазского свода мощности меловых отложений сокращаются до 600 м.

В пределах Туаркырской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей развиты в общем несколько уменьшенные (до 1000—1200 м и меньше) мощности меловых отложений, хотя в Учтаганской мегасинклинали они возрастают до 2000 м.

Верхне-Узбойскому прогибу соответствует полоса увеличенных значений мощностей отложений мела. За ней к востоку расположен Центрально-Каракумский свод, в пределах которого мощности уменьшаются до 1200—1400 м. К югу от Центрально-Каракумского свода, в пределах Бахардковской периплатформенной моноклинали, мощности пород мела постепенно возрастают до 1800—2200 м, местами увеличиваясь до 2800 м. В Бухаро-Хивинской зоне ступеней с севера на юг происходит увеличение мощностей меловых отложений. В районе Кызылкумской зоны поднятий они колеблются от 200 м на периферии Нуратау до 800 м западнее Букантау, но к краю Бухарской ступени увеличиваются до 1200 м. Значительное сгущение изолиний соответствует Бухарскому уступу, юго-западнее которого мощности меловых пород возрастают до 1600—2000 м. Примерно такие мощности, а местами несколько большие (до 2200—2400 м) прослеживаются на Заунгузско-Багаджинской ступе-

ни. Дальнейшее увеличение их значений происходит в Мургабской впадине, достигая в ее центре 3200 м. Мощности пород мела вновь значительно уменьшаются к своду Карабильского поднятия, где местами становятся менее 400 м.

В собственно Восточно-Аральской мульде мощность меловых отложений колеблется от 1000 до 1600 м. Отделяясь участком сокращенных мощностей (до 400—600 м), к юго-востоку от нее расположена Таджик-казганская мульда, в которой значение мощностей вновь превышает 1600 м.

В пределах Аккырско-Кумкалинской седловины меловые отложения имеют мощность 600—800 м. К северу, в сторону Нижне-Сыр-Дарьинского свода, мощности пород мела не уменьшаются, но, наоборот, возрастают, достигая 1000 м и более. Территория Нижне-Сыр-Дарьинского свода вместе с наиболее глубокой частью прилежащей с севера и северо-востока Тургайской синеклизы оконтуривается изогипсой 1000 м. В Машайской мульде происходит увеличение мощностей меловых отложений до 1200—1400 м. К северу, вдоль оси Тургайской синеклизы, мощность пород мела постепенно уменьшается и к Кустанайской седловине сокращается до 200 м. Довольно интенсивно происходит уменьшение мощностей меловых отложений на восточном борту Тургайской синеклизы до полного их выклинивания на Центрально-Казахстанском щите.

В Чуйской синеклизе мощность меловых пород постепенно возрастает от Центрально-Казахстанского щита к ее центру, где достигает 1200 м, и резко сокращается далее на юго-запад, к кряжу Большого Каратау. В пределах Уланбель-Таласской седловины и к юго-востоку от нее меловые отложения распространены спорадически и имеют относительно небольшие мощности.

В мульдах, осложняющих Сыр-Дарьинскую впадину, мощность меловых отложений достигает 1400—1600 м. Значительное ее сокращение (до 800 м и меньше) происходит на поднятии Карактау.

Таким образом, мощность меловых отложений в пределах Туранской плиты изменяется от 0 до 3200 м. Основные структурные элементы плиты хорошо ощущаются по колебаниям мощностей меловых отложений. Следовательно, большинство основных структурных элементов в меловой период развивалось конседиментационно. Некоторые же крупные структуры (такие, как Нижне-Сыр-Дарьинский свод) совсем не получили отражения на карте изменения мощностей меловых пород. Наоборот, этот свод попадает в зону повышенных мощностей отложений мела. Это свидетельствует о молодом, по крайней мере послемеловом возрасте Нижне-Сыр-Дарьинского свода (Самодуров, 1957). Колебания мощностей меловых отложений происходят весьма плавно. Меловое время характеризуется малой дифференцированностью структурного плана и большой выравненностью. Многие более мелкие структуры вообще не находят отражения в изменении мощностей меловых пород. Ряд структур во время их отложения имел простую морфологию в виде структурных носов и заливов и, по-видимому, лишь впоследствии приобрел форму антиклиналей и синклиналей.

СТРУКТУРА ПОДОШВЫ СРЕДНЕМИОЦЕНОВО-НИЖНЕПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДА И ЮГА ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

Как видно из карты (рис. 86, вкладка, см. в конце книги); среднемиоценово-нижнеплиоценовые отложения занимают обширные пространства западной и южной части Туранской плиты. Они слагают плато Устюрт и Южный Мангышлак, плато Краснодарского полуострова и под покровом верхнеплиоценово-антропогенных осадков распространены на территории

Заунгузских и Низменных Каракумов. На северо-востоке Туранской плиты отложения среднего миоцена — нижнего плиоцена на большей части территории отсутствуют. На восточной окраине плиты они представлены незначительными по мощности континентальными осадками, покрывающими Сыр-Дарьинскую впадину и Восточно-Чуйскую мульду, а также в виде отдельных изолированных пятен встречаются в пределах Тургайской равнины и Центральных Кызылкумов.

На карте вдоль южной и восточной окраин Туранской плиты выделены межгорные и предгорные впадины и прогибы, выполненные мощными толщами неогеновых и антропогеновых континентальных моласс. К ним относятся Ферганская, Приташкентская, Самаркандская, Кашка-Дарьинская, Таджикская межгорные и предгорные впадины и Предкиргизский предгорный прогиб. На юге, у границы с альпийской складчатой областью, показаны Западно-Туркменский периклинальный и Предкопетдагский краевой прогибы. Выделены также те площади Туранской плиты, которые вовлечены в интенсивное прогибание, вызванное эпиплатформенными орогенными движениями и формированием краевых прогибов. В южной части Туранской плиты показаны глубокие эрозионные долины, выполненные мощными толщами верхнеплиоценово-антропогеновых осадков.

Структурная карта подошвы среднемиоценово-нижнеплиоценовых отложений построена главным образом по материалам многочисленных буровых скважин с учетом естественных обнажений, где эта подошва выходит на современную поверхность. Стратоизогипсы проведены через 40 м. В отдельных случаях для подчеркивания того или иного структурного элемента проведены дополнительные стратоизогипсы через 20 и 10 м. На карте выделены выходы пород фундамента на поверхность и области отсутствия отложений среднего миоцена — нижнего плиоцена.

Для отдельных участков Туранской плиты ранее уже составлялись карты, отражающие строение рассматриваемых отложений. Еще до проведения площадной геологической съемки и бурения А. Л. Яншин (1948) для территории Центрального Устюрта и Южного Мангышлака составил структурную карту по подошве сармата. В последние годы такие карты, составленные уже с учетом данных площадной геологической съемки и бурения, для территории Устюрта и Южного Мангышлака приведены в статьях Ю. М. Васильева и В. С. Мильничука (1961), для Южного Мангышлака — в статьях П. Н. Куприна и А. И. Левина (1962), А. С. Столярова и А. Е. Шлезингера (1962), для Северного Прикарабагазья — в работах А. И. Левина, Л. Э. Левина и В. В. Шолохова (1960), В. В. Шолохова (1962, 1964). На территории Туркмении карты, отражающие строение среднемиоценово-нижнеплиоценовых отложений, имеются в работах Г. И. Амурского, Д. М. Мильштейна и Л. Н. Смирнова (1961), Г. И. Амурского и Г. Х. Дикенштейна (1963) и Г. И. Амурского (1964, 1965). Для Бухаро-Хивинской области такие карты приводились Е. В. Лебзиным и А. Н. Симоненко (1961), О. А. Рыжковым и др. (Тектоника и некоторые вопросы..., 1962).

При построении структурной карты подошвы среднемиоценово-нижнеплиоценовых отложений мы использовали многочисленные буровые и геологосъемочные материалы, полученные различными организациями. Территория Туркменской ССР нами изображена по материалам Г. И. Амурского (1964), а значительная часть Бухаро-Хивинской области — по данным Е. В. Лебзина и А. Н. Симоненко (1961).

Отложения среднего миоцена — нижнего плиоцена в западной части Туранской плиты имеют сплошное распространение только в пределах Южно-Мангышлакского плато и плато Устюрт. Здесь по подошве этих отложений, так же как и по более глубоким поверхностям меловых и юрских пород, достаточно отчетливо вырисовывается Северо-Устюртский

прогиб, в центральной части которого подошва среднемиоценовых пород погружена до отметок минус 20 — минус 40 м. Как и по более низким горизонтам платформенного чехла, Северо-Устьюртский прогиб распадается на ряд изолированных мульд, разделенных седловинами. Однако амплитуда этих структур по подошве среднемиоценовых отложений по сравнению с кровлей мела значительно уменьшается.

Расположенная южнее Кассарминская мегантиклиналь оконтуривается стратоизогипсой +80 м. Так же как и по кровле мела, эта структура разделяется здесь на ряд антиклиналей, обрисовывающихся стратоизогипсами +120 м. Амплитуда Кассарминской мегантиклинали по отношению к центральной части Северо-Устьюртского прогиба по подошве среднемиоценовых отложений составляет 160 м, в то время как по кровле мела она превышает 1000 м. Следовательно, по рассматриваемому горизонту она уменьшается более чем в 6 раз.

Барсакельмская впадина оконтуривается стратоизогипсой +40 м, причем в ее наиболее погруженной части проходит стратоизогипса 0. Расположенное к востоку отсюда Алаббек-Кабанбайское поднятие отображается слегка приподнятым залеганием подошвы среднемиоценовых отложений. Стрела прогибания Барсакельмской впадины по отношению к Кассарминской мегантиклинали достигает 120 м, а по кровле мела составляет 600 м, т. е. уменьшается в 5 раз.

В пределах западной части Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей отложения среднего миоцена — нижнего плиоцена сохранились на одиночных изолированных останцах. Однако анализ высотного положения образований среднего миоцена или сармата на последних позволяет достаточно отчетливо наметить строение основных структурных элементов, составляющих эту систему. Так, на северном крыле Каратауской мегантиклинали эти породы залегают на отметках от +100 до +150 м. При движении к своду мегантиклинали отметки их подошвы повышаются и на склоне гряды Восточного Каратау (гора Кокала) достигают +350 м. К югу от гряд Каратау вновь наблюдается постепенное понижение подошвы среднемиоценовых отложений, и в центральной части Чакрыганской мегасинклинали она залегают на отметках от +160 до +200 м. Остальные структурные элементы западной части Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей в тех местах, где сохранились рассматриваемые отложения, достаточно ясно по ним вырисовываются. Так, в пределах центральной части Беке-Башкудукской мегантиклинали подошва среднемиоценовых отложений поднимается до отметки выше +200 м, а в своде Тюб-Караганской мегантиклинали до +120 м. Восточная часть Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей в пределах Устьюрта почти повсеместно перекрыта среднемиоценово-нижнеплиоценовыми отложениями. Наиболее приподняты они в своде Карабаурской мегантиклинали, где залегают на отметке +220 м. В сопряженной с ней на юге синклинали подошва этих пород погружается до +80 м. На северном крыле Карабаурской мегантиклинали по подошве рассматриваемых отложений намечается четкая флексура, в пределах которой наклон слоев этого структурного яруса достигает местами первых десятков градусов (Астафьева, 1961). Эта флексура отражается даже в современном рельефе плато Устьюрт в виде полос мелких впадин и такыров, расположенных по одной линии, участков с резким изменением ориентировки гидросети и зон перегибов в современном рельефе плато (Шолохов, 1963). Многие котловины, вытянутые цепочкой в опущенном крыле флексуры, имеют карстовое происхождение. Остальные структурные элементы этой части системы также получили достаточно ясное отражение по подошве среднемиоценовых (а местами сарматских) отложений. Таким образом, Мангышлакская система мегантиклиналей и мегасинклиналей по подошве среднемиоценовых отложений вырисовывается в виде

главных пологих волн, соответствующих структурным элементам, значительно более резко выраженным в подстилающих породах. Амплитуда этих волн достигает 120—150 м, в то время как амплитуда некоторых структурных элементов по кровле меловых отложений превышает 1000 м.

Северо-Туркменская зона прогибов по подошве рассматриваемых отложений выявляется достаточно четко. Крайняя западная его часть широким расступом раскрывается в сторону побережья Каспийского моря. Отсюда подошва этих отложений испытывает региональное погружение к юго-западу, в сторону Терско-Каспийского краевого прогиба. Максимальная глубина ее погружения (—240 м) наблюдается в крайней юго-западной части мыса Песчаного. Таким образом, намечаемые по более низким горизонтам платформенного чехла вдоль побережья Каспийского моря структурные элементы, в частности крупное Песчаномыское поднятие, по подошве среднего миоцена уже не выражены. Региональный наклон этой поверхности к юго-западу связан с тем, что Мангышлакское побережье Каспийского моря было втянуто в опускание, вызванное формированием Терско-Каспийского краевого прогиба (Столяров, Шлезингер, 1962). К востоку от побережья Каспийского моря структурный план Северо-Туркменской зоны прогибов по подошве среднемиоценовых отложений по сравнению с более низкими горизонтами платформенного чехла в общих чертах начинает совпадать. Так, достаточно четко вырисовывается Карынджарыкская седловина, осложненная локальными структурами и отделяющая Южно-Мангышлакский прогиб от Ассакеауданского. В последнем описываемая поверхность погружена до —120 м. Несколько отличен по морфологии Хорезмско-Измаильский прогиб. Подошва отложений среднемиоценово-нижнеплиоценового яруса в его центральной части погружается до —320 м. Многие структурные элементы Хорезмско-Измаильского прогиба, выделенные по более низким горизонтам, по подошве пород этого яруса не получают отражения. Амплитуда Северо-Туркменской зоны прогибов по отношению к Мангышлакской системе мегантиклиналей и мегасинклиналей по этому горизонту не превышает 500 м, в то время, как по кровле меловых отложений она достигает первых километров.

В пределах центральной части Карабогазского свода отложения среднего миоцена — нижнего плиоцена отсутствуют вследствие глубокого предакчагыльского эрозионного вреза (Левин, 1964). Они появляются в прилегающем с юга Красноводском прогибе, в центральной части которого их подошва залегает на отметке —120 м. По подошве среднемиоценовых отложений Красноводский прогиб на западе остается незамкнутым. На восток, напротив, наблюдается его резкое центрореклинальное замыкание. В Предбалханской синклинали эта поверхность залегает на отметке +160 м и только на меридиане восточного окончания Большого Балхана понижается до отметки —40 м.

В пределах Туаркырской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей отложения среднего миоцена — нижнего плиоцена на значительной территории отсутствуют (уничтожены денудационными процессами). Однако там, где они сохранились, их подошва достаточно отчетливо передает основные черты строения структурного плана Туаркырской системы. Максимально (до +340 м) подошва этих отложений приподнята на северо-западной периклинали собственно Туаркырской мегантиклиналы, а в Уч-таганском прогибе погружена до —80 м. Туаркырская система мегантиклиналей и мегасинклиналей, так же как и Мангышлакская, по подошве среднемиоценово-нижнеплиоценовых отложений вырисовывается в виде пологих плавных волн, соответствующих структурным элементам, значительно более резко выраженным в подстилающих породах. Амплитуда этих волн не превышает первые сотни метров, тогда как по кровле меловых отложений она составляет первые тысячи метров.

Центрально-Каракумский свод оконтуривается нулевой стратонизогип-

сой. В его центральной части подошва среднего миоцена поднимается до +80 м. По этому горизонту Центрально-Каракумский свод вырисовывается как крупная единая структура. Осложняющие его частные тектонические формы по подошве среднего миоцена не отражаются. Только в восточной части выделяется крупное Демшинское поднятие, оконтуренное стра-тоизогипсой +40 м.

В прилегающем с запада Верхне-Узбойском прогибе подошва средне-плиоценовых отложений погружается глубже — 100 м. По стра-тоизогипсе — 100 м в его пределах выделяются две изолированные мульды. Ряд локальных структур, вырисовывающихся по кровле меловых отложений, по рассматриваемому горизонту не прослеживается. Амплитуда Верхне-Узбойского прогиба по подошве среднемиоценовых отложений уменьшается до 180 м по сравнению с 700—800 м по кровле меловых отложений.

В пределах Бахардокской периплатформенной моноклинали и Предкопетдагского краевого прогиба подошва среднего миоцена испытывает региональное погружение в сторону Копет-Дага. Максимальная глубина ее залегания (—1760 м) зафиксирована непосредственно вблизи подножья хребта. В средней части Бахардокской моноклинали в субширотном направлении проходит относительно узкая глубокая долина, заполненная верхнеплиоценовыми и антропогеновыми отложениями. На востоке она уходит на территорию Юго-Восточной Туркмении, где проходит над Репетекским соляным валом. К югу, в сторону долин Теджена и Мургаба, от нее отходит в субмеридиональном направлении два ответвления. Восточное из них проходит вдоль свода Байрамалийской антиклинали. Значительная южная часть Бахардокской периплатформенной моноклинали была вовлечена в прогибание, связанное с формированием Предкопетдагского прогиба. Северную границу Предкопетдагского краевого прогиба мы проводим по флексуобразному изгибу, за которым слои приобретают более крутое погружение к югу. Южная граница Предкопетдагского краевого прогиба проходит по зоне разломов, отделяющей его от Копет-Дага. Неогеновые отложения южного склона прогиба смяты в линейные складки, которые прослеживаются узкой полосой вдоль подножья Копет-Дага. Амплитуда погружения подошвы среднего миоцена в наиболее глубокой части Предкопетдагского прогиба по сравнению с Центрально-Каракумским сводом составляет 1850 м, а по кровле меловых отложений — 4500 м.

Мургабская впадина также достаточно четко выделяется по подошве отложений среднемиоценово-нижнеплиоценового яруса. Наиболее глубоко (—800 м) она погружается в Предкарабильской мульде. В Обручевской мульде глубина ее залегания составляет —640 м, в Каламурской мульде —560 м, а на Карабильском поднятии —480 м. Структурный план Мургабской впадины по этому горизонту вырисовывается более упрощенно, ряд структурных элементов исчезает. Так, практически перестает прослеживаться Южно-Каракумское поднятие, на месте которого неогеновые отложения образуют моноклиальный склон. Только между Байрамалийской антиклиналью и Репетекским соляным валом четко выделяется крупное Уч-Аджинское поднятие, в центральной части которого подошва неогена залегает на отметке —100 м. Амплитуда структурных элементов Мургабской впадины по подошве отложений рассматриваемого структурного яруса измеряется первыми сотнями метров, тогда как по кровле меловых отложений она составляет первые тысячи метров.

На подошве отложений этого яруса улавливаются основные поднятия и мульды Бухаро-Хивинской области, хотя их выраженность значительно ослабевает по сравнению с их отображением по кровле отложений мела и тем более по кровле отложений юры. По мере приближения к отрогам Тянь-Шаня все больше ощущается влияние контрастных неогеново-антропогеновых движений области эпиплатформенного орогенеза. Некоторые впадины, рост которых активизировался этими движениями, являются в

значительной степени наложенными и по контурам не совпадают со структурами по более древним горизонтам.

На левобережье р. Сыр-Дарьи распространение континентальных отложений среднего миоцена — нижнего плиоцена в общих чертах соответствует контурам расположенных здесь Сыр-Дарьинской и Ергашкудукско-Келесской впадин, что свидетельствует о развитии последних в рассматриваемый отрезок времени. Значительная площадь распространения отложений среднего миоцена — нижнего плиоцена имеется в Восточно-Чуйской впадине. Положение подошвы отложений среднемиоценово-нижнеплиоценового яруса показывает, что основные структурные элементы Туранской плиты достаточно хорошо по ней выделяются. Однако тектонические формы становятся значительно проще, чем по более глубоким горизонтам платформенного чехла, причем многие структуры, осложняющие основные структурные элементы, обычно исчезают. Общая дислоцированность рассматриваемой поверхности в 5—8 раз слабее, чем дислоцированность поверхности меловых отложений.

Урало-Сибирская эпипалеозойская платформа и ее Туранская плита до рассматриваемого отрезка времени простирались значительно дальше к юго-востоку. Туранская плита захватывала территорию современных Ферганской и Таджикской впадин, Предкиргизского прогиба и т. д. В неогеново-антропогеновое время (по-видимому, со среднего миоцена) обширная область Западного Тянь-Шаня вступила в новый этап тектонического развития — эпиплатформенный орогенез, характеризующийся крайне контрастными глыбовыми движениями большой амплитуды. Крупные поднятия, соответствующие современным горным хребтам высотой 4—6 км, чередуются здесь с глубочайшими межгорными впадинами, выполненными мощными неогеново-антропогеновыми молассами. Их мощность в Ферганской впадине достигает 5—6 км, а в Таджикской 5,5—7 км. Благодаря таким глубоким погружениям кровля мела в центральной части Ферганской впадины оказалась опущенной до глубин 8—10 км (см. рис. 85). Местами перед окраинными крупными поднятиями области эпиплатформенного орогенеза возникли предгорные впадины и прогибы, открытые в сторону Туранской плиты. Они выполнены толщей неогеново-антропогеновых моласс, мощность которых достигает 2—2,5 км в Самаркандской, 3,5 км в Кашка-Дарьинской, 2 км в Приташкентских впадинах и 3 км в Предкиргизском прогибе (Рыжков, Хаймов и Зуев, 1963; Екшибаров, 1962; Беленький, 1961; Рыжков, Ибрагимов и Юрьев, 1961; Сардонников и Сеницын, 1964).

СТРУКТУРА ПОВЕРХНОСТИ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

Как видно из карты (рис. 87, вкладка, см. в конце книги), юрские отложения почти сплошным чехлом покрывают западную и южную части Туранской плиты и лишь отдельными полями и пятнами распространены в ее восточной и северо-восточной частях. По распространению юрских отложений Туранская плита, таким образом, делится на две части: юго-западную и северо-восточную.

В ее юго-западной части юрские отложения обнажены в сводах ряда мегантиклиналей Мангышлакской системы, на Туаркырской мегантиклинали, в Большом Балхане. Они выходят на поднеогеново-антропогеновую поверхность в своде Айбугирской горст-антиклинали. Во многих местах они вскрыты глубокими скважинами. Обычно разрез юрских отложений, вскрытых скважинами под меловыми породами, начинается с тех или иных горизонтов верхней юры, и только в отдельных случаях, в самых краевых частях распространения юрских отложений, под меловыми породами залегают сразу слои средней и даже нижней юры. Структурная карта поверхности юрских отложений имеет сечение стратозиогипс 200 м (см.

рис. 87). В отдельных случаях для подчеркивания того или иного структурного элемента проведены дополнительные стратонзогипсы через 100 м. Мелким крапом показаны выходы юрских отложений на современную, подантропогенную или поднеогеновую поверхности. Особым знаком отмечен Репетекский соляной вал в Юго-Восточной Туркмении, образование которого связано с явлением диапиризма соленосной толщи гаурдакской свиты мезоидж-титона. На карте изображены только те разломы, которые оказывают влияние на поведение поверхности юрских отложений.

Для отдельных участков Туранской плиты ранее уже составлялись структурные карты по кровле юрских отложений. Для района Северного и Центрального Устюрта и полуостровов Бузачи и Мангышлак они были приведены в работах М. С. Арабаджи и др. (1963), а также М. М. Чарыгина и др. (1963), для территории Северного Устюрта — в работах Р. Г. Гарецкого, А. Е. Шлезингера и др. (1961), В. С. Днепра (1962), Ю. М. Васильева и И. И. Скворцова (1964), для отдельных участков Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей и Южно-Мангышлакского прогиба — в статьях К. В. Кручинина (1961), А. С. Столярова и А. Е. Шлезингера (1962), А. И. Димакова и др. (1963), Н. Н. Черепанова и Г. И. Слепаковой (1963), М. К. Байларовой и Ж. С. Туремуратова (1964), Ж. С. Туремуратова (1964), В. Г. Матвеева и Ю. А. Воложа (1965). Характер залегания кровли юры в западной части Хорезмско-Измайльского прогиба изображен Д. П. Касаткиным (1961). При составлении структурной карты поверхности юрских отложений мы использовали многочисленные буровые и сейсморазведочные материалы, полученные различными организациями. Кроме того, были учтены и частично использованы неопубликованные структурные карты, составленные на отдельные участки Туркмении (Ф. А. Арест и др.), Приамударьинского района (В. А. Теплицкий) и Бухаро-Хивинской области (Б. Б. Таль-Вирский).

В северо-восточной части Туранской плиты, где юрские отложения развиты спорадически, на карте даны только контуры участков их распространения и показаны места их выходов на современную поверхность (Каратауский, Байконурский и Кияктинский грабены, Сарбатарские складки в Центральных Кызылкумах и др.). На северо-востоке плиты юрские отложения вскрыты в единичных случаях скважинами и их присутствие зачастую предполагается лишь по сейсмическим данным. Правда, они и в этой части Туранской плиты менее четки, так как соленосно-карбонатная толща верхней юры здесь отсутствует и юрские отложения представлены континентальными терригенными образованиями, которые по физическим свойствам близки к вышележащим породам меловой системы.

В Примугоджарье верхнеюрские карбонатные отложения также отсутствуют и под нижнемеловыми породами скважинами вскрыта терригенная угленосная толща в основном средней и частично верхней юры, которая налегает на неровную (в значительной степени эрозионную) поверхность палеозойского фундамента. В осевой части Кокпектинской мегантиклинали юрские отложения почти целиком отсутствуют, появляясь в виде отдельных пятен на ее крыльях и в прилегающих синклиналях. Они вдаются далеко на север по Примугоджарской мегасинклинали. К западу от Кокпектинской мегантиклинали отложения юры развиты уже сплошным покровом. На большей северной части Чушкакульской мегантиклинали они отсутствуют. В своде Южно-Чушкакульской брахантиклинали непосредственно под неокомскими красноцветами на глубинах 370—470 м вскрыты нижнеюрские породы чушкакульской серии с углом падения до 35°. На крыльях и в более погруженных частях осевой зоны мегантиклинали они несогласно перекрыты среднеюрскими отложениями, имеющими углы наклона слоев 1—3°. Западнее отложения нижней юры вскрыты под маломощными среднеюрскими породами на Узунтальской брахантиклинали. В соседней Причушкакульской синклинали по-

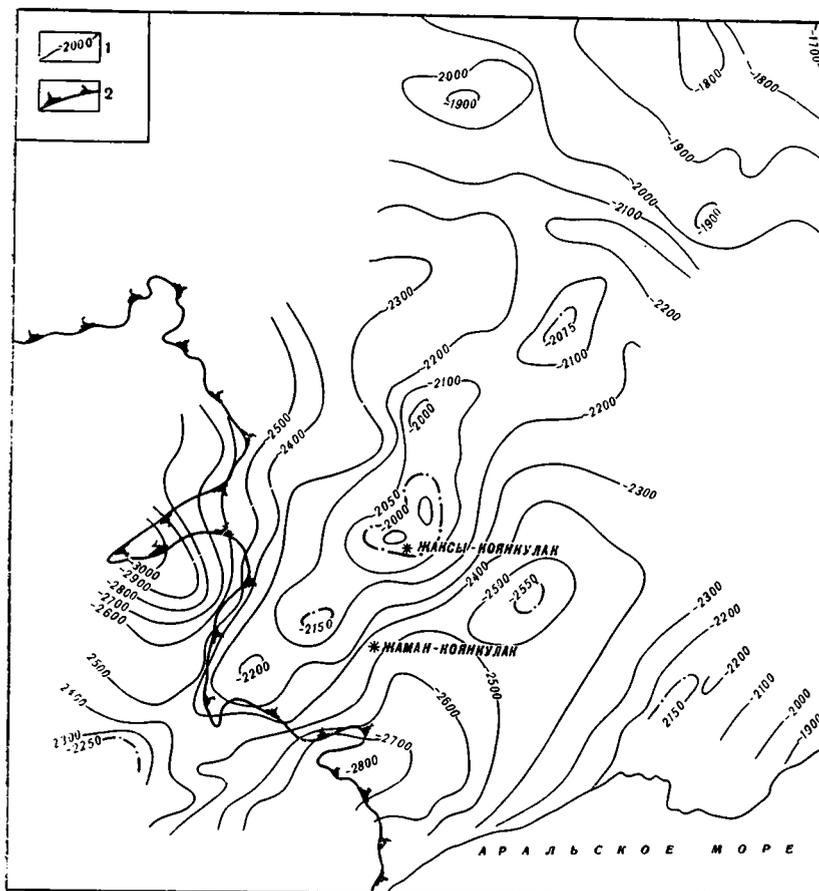


Рис. 88. Структурная карта района Аяккумско-Устыуртской зоны поднятий по III опорному отражающему горизонту (кровле юрских отложений). Составили В. М. Игуменов, Н. В. Роде и др.

1 — стратозогипсы; 2 — чинки (обрывы)

верхность юрских пород погружается до отметки —1 км. Так же она опущена и восточнее, на продолжении Берчогуртской синклинали. После подъема поверхности юрских отложений, соответствующего Бахатайской антиклинали, происходит ее погружение к оси Челкарского прогиба. В его северной, Кургантузской, мульде поверхность юры лежит на отметках ниже —1,6 км, а в южной, Кашкаратинской, даже ниже —3 км, т. е. эти мульды по кровле юры выделяются еще более резко, чем по кровле меловых отложений.

По материалам сейсморазведки МОВ, проведенной Актюбинской геофизической экспедицией, по III отражающему горизонту (кровле юрских отложений) четко вырисовывается осложняющая юго-восточный борт Челкарского прогиба Аяккумско-Устыуртская зона поднятий (рис. 88). Самое крупное в ее пределах Базайское поднятие вытянуто более чем на 70 км. В наиболее приподнятых участках свода этого поднятия поверхность юрских отложений расположена на отметках минус 2 — минус 2,2 км, погружаясь в сторону Кашкаратинской мульды до —3 км, а в сторону лежащего к востоку Тюлькубайского структурного залива до —2,75 км, т. е. амплитуда поднятия соответственно равна 800—1000 и 500—550 м. По поверхности мела она не превышает 450 и 350 м. Падение кровли юрских отложений на крыльях составляет 60—70 м на 1 км (4°),

т. е. по сравнению с кровлей мела возрастает более чем в 2 раза. Амплитуда отдельных вздутий, осложняющих поднятие, составляет 100—200 м.

В расположенной к востоку от Челкарского прогиба Северо-Приаральской системе мегантиклиналей и мегасинклиналей лишь южная ее часть перекрыта юрскими отложениями. В сводах мегантиклиналей юрские породы местами совсем отсутствуют, а там, где они имеются, поверхность юры расположена на несколько сотен метров выше, чем в соседних мегасинклиналях. В этом районе юрские отложения вскрыты на глубине 983 м лишь одной Куландинской опорной скважиной, расположенной в присводовой части Куландинской антиклинали (М. А. Ясенева и И. Я. Петрова; Гарецкий, 1962а, б; Гарецкий, Дальян и др., 1963).

К северо-восточному углу Аральского моря юрские отложения постепенно выклиниваются, и уже в скважине, пробуренной в Аральске, неомские породы ложатся прямо на палеозойский фундамент. Зона выклинивания отложений юры проходит примерно вдоль восточного берега Аральского моря.

От южного окончания Чушкакульской мегантиклинали и района Предустуртя поверхность юрских отложений, так же как и меловых, испытывает моноклиальное погружение к югу, в сторону Северо-Устюртского прогиба, образуя его северное крыло. В пределах Предустюртской моноклинали поверхность юры погружается от минус 1 км до минус 2 — минус 2,2 км. Это погружение нарушается Актумсукской группой структур и ограничивающим ее с запада Токсанбайско-Замстанским структурным залывом, открывающимся в Северо-Устюртский прогиб. В осевой части последнего поверхность юрских отложений опущена до отметок минус 3 — минус 3,1 км. По кровле юрских отложений Северо-Устюртский прогиб вырисовывается еще более четко и резко, чем по поверхности меловых. В его пределах выделяются все описанные выше структурные элементы, но они становятся более резкими и их амплитуды увеличиваются. Например, амплитуда отдельных брахантиклиналей Мынсуалмасской группы структур по отношению к расположенным с севера синклиналям увеличивается до 100—150 м, в то время как по кровле меловых отложений она не превышала 70—80 м. Общая величина наклона поверхности юрских отложений по сравнению с наклоном кровли мела увеличивается в пределах Северо-Устюртско-Челкарской зоны прогибов на 20—30%.

Северо-Бузачинский свод по кровле юрских отложений вырисовывается достаточно четко. В его центральной части она поднимается до отметки —0,6 км. По данным сейсморазведки амплитуда сброса, осложняющего северное крыло свода, увеличивается до 400 м, по сравнению со 100 м по кровле меловых отложений. Более отчетливо вырисовываются поднятия, составляющие Кызано-Бэйчагырскую зону, особенно ее восточную часть. При этом в пределах Кызанской брахантиклинали сейсморазведкой обнаружен небольших размеров и амплитуды сброс северо-восточного простирания, который по кровле меловых отложений не прослеживается.

В пределах Южно-Бузачинского прогиба кровля юрских отложений залегает на отметках минус 1,4 — минус 1,5 км. По этой поверхности строение прогиба в общих чертах совпадает со структурным планом, намеченным по кровле меловых отложений.

Морфологические особенности Кассарминской мегантиклинали по кровле юрских и меловых отложений почти одинаковы. По поверхности юрских отложений мегантиклиналь в целом обрисовывается изолинией —1,8 км, но в сводах отдельных осложняющих ее структур поднимается до отметок немногим более минус 1,3 — минус 1,4 км, а в своде наиболее высоко приподнятой собственно Кассарминской антиклинали даже до —1,2 км. Детальная сейсморазведка, проведенная на Теренкудукской антиклинали, показала, что по кровле юрских отложений в ее своде выде-

ляются два брахантиклинальных вздутия: собственно Теренкудукское и Байтерекское, разделенные небольшой мульдой, в пределах которой кровля юры погружена до $-1,6$ км. По отношению к Северо-Устюртскому прогибу амплитуда поднятия Кассарминской мегантиклинали по кровле юрских отложений достигает почти 2 км, т. е. по сравнению с амплитудой по поверхности мела увеличивается на $500-600$ м.

По поверхности юрских отложений так же хорошо, как и по кровле мела, вырисовывается флексура, ограничивающая с юга Кассарминскую мегантиклиналь. Южнее расположена не менее четко выделяющаяся Барсакельмесская впадина. В ее пределах поверхность юрских отложений залегает на отметках ниже минус $2,6$ — минус $2,8$ км, а на Аламбек-Кабанбайском поднятии — на отметках минус $2,1$ — минус $2,2$ км. Стрела прогиба Барсакельмесской впадины по отношению к прилегающей Кассарминской мегантиклинали по кровле юрских отложений достигает $1,4-1,6$ км, т. е. по сравнению с кровлей меловых отложений увеличивается на $700-800$ м. Судя по поведению поверхности юрских отложений и поверхности меловых, почти на столько же увеличивается амплитуда Аламбек-Кабанбайского поднятия относительно разделенных им собственно Барсакельмесской и Судочьей мульды.

Мегантиклинали и мегасинклинали Мангышлакской системы по поверхности юрских отложений выделяются еще более рельефно, чем по кровле меловых пород. В западной части системы юрские и более древние породы выходят на поверхность в сводах ряда мегантиклиналей, а в восточной ее части, в ядре Айбугирской мегантиклинали, они на глубине около 100 м подстилают верхнеплиоценовые отложения. В сводах менее приподнятых мегантиклиналей поверхность юрских отложений залегает на отметках 0 — минус $0,5$ км, погружаясь в центральных частях мегасинклиналей до минус $1,0$ — минус $1,6$ км. Высота волны поверхности юрских отложений в сопряженных мегантиклиналях и мегасинклиналях колеблется от $0,5$ км до более чем $1,5$ км. Все структуры Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей по юрским отложениям согласуются со структурами по меловым породам, но имеют более крутые углы наклона, большую амплитуду и выдержанность. В ряде случаев флексуры, отмеченные по поверхности меловых отложений, с глубиной (по поверхности юрских пород) переходят в дизъюнктивные нарушения. В частности, это имеет место по северному краю Карабаурской и по южному крылу Беке-Башкудукской мегантиклиналей. Амплитуда этих разломов местами превышает 1 км. Более отчетливо выражены структуры Жетыбайской ступени. Их амплитуда увеличивается до 100 м, в то время как по кровле меловых отложений она не превышает первые десятки метров.

Северо-Туркменская зона прогибов по поверхности юрских отложений выражена более резко, чем по кровле мела. В наиболее глубоких частях составляющих ее прогибов поверхность юры погружается до отметок минус $2,8$ — минус $3,0$ км. В западной части зоны прогибов по кровле юры достаточно четко вырисовывается Песчаномыское поднятие, которое по кровле меловых отложений представляет структурный нос. Максимальный подъем эта поверхность испытывает на мысе Песчаном у берега моря, где она залегает на отметке до $-1,5$ км. В связи с существованием здесь этого поднятия по поверхности юры намечается южное крыло Южно-Мангышлакского прогиба, осевая линия которого проходит через днище бессточной впадины Карагие. Кровля юрских отложений в этой части прогиба залегает на глубинах около минус $1,7$ — минус $1,8$ км. Отсюда наблюдается погружение его шарнира к северо-западу и юго-востоку, в сторону Сегендыкской и Карабарахтинской мульды, где рассматриваемая поверхность залегает на отметках соответственно $-2,2$ и $-2,8$ км. Таким образом, в районе впадины Карагие по кровле юрских отложений намечается резко выраженная седловина, выделяемая под одноименным названием и

разделяющая Южно-Мангышлакский прогиб на две указанные выше мульды (по поверхности меловых отложений эта седловина не прослеживается).

В западной части Ассакеауданского прогиба по кровле юрских отложений не найдено отражения Учкудукская мульда, достаточно резко выраженная по кровле меловых отложений. По данным региональных сейсмических профилей, юрские отложения испытывают здесь моноклиналиное погружение на север. Однако, возможно, это несоответствие связано с тем, что структура меловых отложений изображена по данным детальной сейсмической съемки (Захидов, 1965), в то время как характер поверхности юрских отложений определен по одиночным региональным сейсмическим профилям. Более сложное строение по кровле юрских отложений по сравнению с кровлей меловых пород имеет восточная часть Северо-Туркменского прогиба. Например, к юго-западу от Ташауза вырисовывается крупное Заунгузское поднятие, в пределах которого юрские отложения залегают на отметках минус 1,4 — минус 1,6 км. Кровля меловых отложений на этом участке испытывает пологое воздымание к юго-западу, в сторону Центрально-Каракумского свода. Аналогичная картина наблюдается и в центральной части Хорезмско-Измаильского прогиба, где по юрским отложениям намечается крупное поднятие (—2,2 км), не отраженное по кровле меловых отложений. Однако структура последних изображена здесь по материалам ограниченного количества буровых скважин, не выходящих из отложений эоцена (глубина кровли мела восстановлена путем пересчетов). Структурная же карта поверхности юрских отложений, на которой отражено указанное поднятие, построена по детальным сейсморазведочным исследованиям. Поэтому несовпадение здесь структурных планов по этим горизонтам, возможно, связано с тем, что для построения карт использован разный фактический материал.

Карабогазский свод и Красноводский прогиб по кровле юрских и меловых отложений имеют близкую морфологию. В центральной части Карабогазского свода отложения юры отсутствуют и породы нижнего мела непосредственно ложатся на палеозойские граниты. В прилегающем с юга Красноводском прогибе они, по-видимому, появляются и их поверхность залегают на отметке около —1,6 км. Более сложное строение по кровле юрских отложений имеет восточная часть Красноводского прогиба — Предбалханская синклиналь. В ее пределах кровля юрских отложений залегают на глубинах минус 1,8 — минус 2,0 км. По этой поверхности здесь намечается ряд куполовидных и брахиантиклинальных вздутий (с залеганием кровли юры на отметках минус 1,4 — минус 1,6 км) и замкнутых брахисинклиналей.

Туаркырская система мегантиклиналей и мегасинклиналей отчетливо выделяется по поверхности юрских отложений. В своде собственно Туаркырской и Бейнеуской мегантиклиналей на поверхность выведены юрские и доюрские породы. На других мегантиклиналях кровля юрских отложений залегают на отметках минус 0,8 — минус 1,4 км, а в пределах Учтаганского прогиба погружается до —2,4 км. Структурный план Туаркырской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей по этой поверхности в общем остается тем же, что и по кровле мела, но поверхность юры осложнена большим количеством разрывных нарушений. Так, на крыльях собственно Туаркырской мегантиклинали появляются крупные продольные разрывные нарушения, амплитуда которых составляет многие сотни метров. Поверхность юрских отложений имеет большие углы наклона, чем поверхность меловых пород.

На периферии Карашорской мегантиклинали по поверхности юрских отложений намечаются крупные продольные разрывные нарушения (Амурский, Хорошилов и др., 1964), по которым ее крылья по отношению к своду глубоко опущены. Амплитуда разрывов местами превышает 1 км.

По кровле меловых отложений эти разрывы частично отражаются в виде флексур. Таким образом, как Карашорская, так и Туаркырская мегантиклинали по кровле юрских отложений по существу представляют собой типичные горст-мегантиклинали.

По юрским отложениям Больше-Балханская и Куба-Дагская мегантиклинали имеют более сложное строение, чем по вышележащим породам мела и палеогена. В частности, в центральной части Больше-Балханской мегантиклинали (Птушкин и др., 1961) в отложениях юры развито несколько брахиантиклиналей, не получивших отражения в породах мела.

Центрально-Каракумскому своду отвечает достаточно высокое залегание кровли юрских отложений ($-1,4$ км). На северной его периферии выделяется значительных размеров поднятие, оконтуренное стратонизогической $-1,6$ км, не отраженное в структуре по кровле мела. Некоторое отличие в рисовке изолиний имеет и восточный склон свода. В прилегающем с запада Верхне-Узбойском прогибе поверхность юрских отложений погружена до отметки $-2,4$ км. В его северной части, как и по кровле мела, по юрской поверхности выделяются две замкнутые мульды и небольших размеров поднятие. В пределах последнего кровля юры поднимается до отметки $-1,8$ км. Амплитуда подъема Центрально-Каракумского свода по отношению к Верхне-Узбойскому прогибу по кровле юрских отложений увеличивается по сравнению с амплитудой по кровле мела на 300 м.

В крайней южной части Верхне-Узбойского прогиба, как и по кровле меловых отложений, намечается седловина, отделяющая его от регионального погружения Бахардовской периплатформенной моноклинали в сторону Предкопетдагского краевого прогиба. В пределах последнего поверхность юрских отложений на участке, непосредственно прилегающем к Копет-Дагу в районе г. Ашхабада, погружена до $-6,4$ км. Стрела опускания Предкопетдагского краевого прогиба относительно Центрально-Каракумского свода по кровле юры на 1000 м больше, чем по кровле мела.

Структура Юго-Восточной Туркмении по кровле юрских отложений вырисовывается еще более четко, чем по кровле мела. Максимально (до $-4,6$ км) поверхность юры погружена в пределах Мургабской впадины. Более сложное строение по сравнению с кровлей мела приобретает Южно-Каракумское поднятие. В его пределах намечаются два куполовидных вадутия, в сводах которых поверхность юры поднимается до $-2,4$ км. Вдоль р. Мургаб установлено крупное меридиональное разрывное нарушение, которое ограничивает на западе Карабильское поднятие. Амплитуда поднятий по отношению к сопряженным прогибам здесь значительно увеличивается. Так, амплитуда Карабильского поднятия относительно Предкарабильской синклинали по кровле юры по сравнению с поверхностью мела возрастает на 3 км. Близкие к этой цифры получаются при сравнении Карабильского поднятия с Калаиморской мульдой.

В пределах Бухаро-Хивинской зоны ступеней по поверхности юрских отложений еще более отчетливо, чем по кровле мела, выделяется ряд линейно-вытянутых в субширотном направлении уступов. С зоной наиболее северного, Предкызылкумского (Предкульдзуктауского), уступа примерно связано выклинивание юрских отложений. Следующий уступ (имеющий различные названия: Бухарский, Бухаро-Мешеклинский, Учбаш-Каршинский) хорошо виден по сужению стратонизогической кровли юрских отложений (от $-1,6$ до $-2,2$ км), которое идет от нос. Мешекли по южному крылу Ташкудукской брахиантиклинали, а затем, кулисообразно подставляясь, продолжается южнее г. Бухары, к югу от Каганской и Мубарекской групп структур, к верхнему течению р. Кашка-Дарья. В пределах расположенной между отмеченными уступами Бухарской ступени поверхность юрских отложений залегает на отметках от минус $0,5$ до минус $1,6$ — минус $1,8$ км. Как и по кровле меловых пород, по поверхности юрских отложений здесь вырисовываются те же поднятия и разделяю-

щие их мульды и структурные заливы. Поднятия хорошо обрисовываются стратонзогипсами —1,2 и —1,4 км. В осложняющих их брахиантиклиналях кровля юрских отложений поднимается до минус 1,2 — минус 0,6 км. В мульдах она опущена до минус 1,6 — минус 1,8 км. По сравнению с меловыми отложениями в юрских породах отмечаются в большинстве случаев несколько большие углы падения слоев. На Бухарской ступени почти полностью отсутствуют соленосные отложения киммеридж-титона, широко распространенные южнее. По Бухарскому уступу происходит выклинивание ниже-среднеюрских и значительной части верхнеюрских отложений.

Примерно вдоль течения Аму-Дарьи протягивается еще один уступ, который на северо-западе, близ Питняка, выявляется даже в виде разрывного нарушения (по кровле мела ему соответствует флексура), а далее к юго-востоку с перерывами вырисовывается сгущением стратонзогипс минус 2,2—минус 2,6 км. Этот уступ соответствует Аму-Дарьинскому разлому фундамента. Примерно по нему проходит северо-западная граница распространения верхнепалеозойско-триасовых пород. В пределах Чарджоуской ступени, расположенной между Бухарским и Аму-Дарьинским разломами, поверхность юрских отложений залегает обычно на отметках от —1,6 до —2,2 км и лишь в отдельных случаях поднимается до —1,2 и погружается до —2,4 км. На Чарджоуской ступени намечаются те же основные структурные элементы, что и по кровле меловых отложений. Более четкую конфигурацию получает Каракульский прогиб, в пределах которого глубины до кровли юрских пород возрастают до —2,4 км и более. Как на Бухарской, так и на Чарджоуской ступенях юрские отложения вскрыты многочисленными скважинами и достаточно полно изучены сейсморазведочными исследованиями (Геологические условия..., 1963; Тектоника и нефтегазоносность..., 1963; Амурский, Хорошилов и др., 1964, и др.).

Из сравнения структурных карт поверхности юрских отложений и поверхности меловых пород видно, что на первой карте выделяются те же основные структурные элементы, что и на второй. Поверхность юры более сильно дифференцирована. Колебания отметок поверхности юрских отложений имеют значительно большую амплитуду: от 0 и выше до минус 3—минус 4,5 км, а в Предкопетдагском краевом прогибе даже ниже —6,4 км. Большинство структур на карте по кровле юры получило более четкое выражение. Некоторые структуры, единые по поверхности меловых отложений, по кровле юрских пород оказались осложненными более мелкими. Так, вместо единой Теренкудукской антиклинали Кассарминской мегантиклинали по поверхности юрских отложений вырисовывалось несколько брахиантиклиналей. Выявились большее количество разломов и флексурных перегибов, что особенно хорошо видно на примере Бухаро-Хивинской зоны ступеней. Следовательно, структура поверхности юрских отложений по сравнению со структурой поверхности меловых пород является более сложной.

Как уже говорилось, в северо-восточной половине Туранской плиты юрские отложения распространены спорадически. Они обнажены в районе крупного Каратауского грабена, лежащего в зоне сочленения Большого и Малого Каратау. Его длина достигает 175 км. Более мелкие их выходы известны в небольших грабенах (Байконурском, Кияктинском, Ленгерском и др.), выполненных угленосными, в основном среднеюрскими отложениями и прижатых к области Центрально-Казахстанского щита и выступам фундамента. Сероцветные аргиллиты, алевролиты и песчаники, по-видимому, нижеюрские, обнажены в районе колодцев Сарыбатыр к северу от выступа гор Ауминзатау (Жызылкумы), в сводах нескольких приразломных брахиантиклиналей. Породы нижней юры здесь резко несогласно перекрыты туронскими отложениями (рис. 89). Длина этих брахиантиклиналей достигает 300—500 м, ширина 30—80 м. Углы падения слоев нижней юры 25—55°.

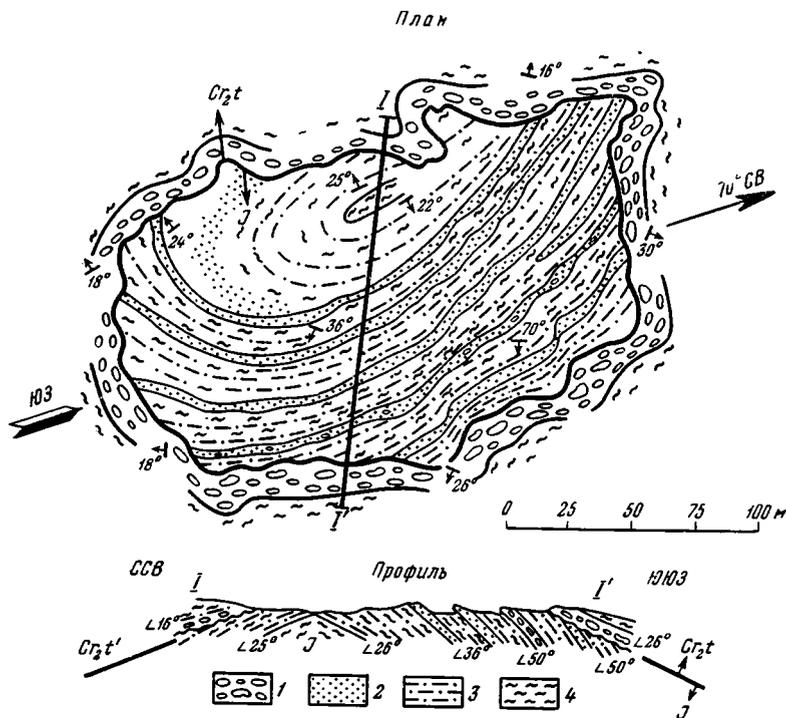


Рис. 89. Схема взаимоотношения отложений юрского и мелового возраста в районе колодца Сарыбатыр (по Пяткову и Пяновской, 1961).

1 — конгломераты, 2 — песчаники, 3 — алевролиты, 4 — глины

Сейсморазведкой, а в районе Кустанайской седловины и бурением выявлены погребенные грабены, выполненные в основном верхнетриасовыми — нижнеюрскими угленосными отложениями. Они известны на продолжении Каратауского разлома у северо-западного окончания края Большого Каратау и далее к северо-западу у края современного Нижне-Сыр-Дарьинского свода. Более широко подобные грабены развиты в Тургайской равнине. Наиболее хорошо они изучены в пределах Кустанайской седловины и к северу от нее (Горский, Леоненко, 1958; Архангельский, 1962; Бочкарев, 1962, 1964, и др.). Обычно ширина грабенов здесь не превышает 5—7 км, длина 100 км, глубина 1—1,5 км. Наиболее мелкие из них имеют ширину от нескольких сотен метров до 1 км, а длину — не более нескольких километров. Особенно подробно изучен самый крупный из них — Челябинский грабен (Архангельский, 1962; Бочкарев, 1962, 1964; Туаев, 1964, и др.). Хотя он и лежит вне пределов территории Туранской плиты, мы все же кратко опишем его, чтобы составить представление о внутреннем строении подобных ему грабенов. Ширина Челябинского грабена достигает 13 км, длина 250 км, а глубина 3,5—4 км. Внутри Челябинского грабена выполняющие его отложения триаса-лейаса осложнены двумя меридионально вытянутыми антиклинальными зонами и тремя параллельными им синклиналиными зонами с углами падения слоев от 10 до 80°. Вся толща пород триаса-лейаса разбита системой сбросов: продольных (амплитудой до 1000—1500 м), диагональных (100—150 м) и поперечных (5—25 м). Разломы, ограничивающие грабен, часто имеют характер крутых надвигов (углы падения западного разлома 75—85°, восточного — 25—50°) с амплитудой вертикального перемещения до 1500—2000 м.

Грабены, подобные Челябинскому, залежились вдоль крупных разломов фундамента, расположенных, как правило, в зонах сочленения основных палеозойских структур. Они возникли в начальную стадию формирования платформенного чехла вследствие обновленных движений по древним разломам и в связи с этим наследуют простирание структур палеозойского фундамента.

В центральной части Тургайской синеклизы, судя по сейсморазведочным профилям, также развиты подобные грабены. Они, вероятно, выполнены триасово-нижнеюрскими породами. Более высокие горизонты юрских отложений (по-видимому, породы средней юры) распространены уже более широко и выполняют всю центральную часть Тургайской синеклизы.

Структуры, аналогичные описанным выше, развиты во многих местах Тянь-Шаньской области эпициатформенного орогенеза. Континентальные, частично угленосные отложения юры здесь залегают местами в грабенах, подобных Челябинскому (Восточно-Ферганский, Ангрнский и др.), местами, как в Ферганской впадине, в виде обширных площадей, подобных площади распространения юры в центральной части Тургайской синеклизы. Структурные условия образования Челябинского и упомянутых выше грабенов были сходными. Подробно эти площади развития юрских отложений мы не описываем, так как во второй половине кайнозоя они вошли в состав области эпициатформенного орогенеза, отделившейся от Туранской плиты. По той же причине мы не рассматриваем область распространения юрских отложений в Таджикской впадине, на юго-западных отрогах Гиссарского хребта и в прилегающих районах Афганистана, хотя до второй половины кайнозоя она являлась продолжением Бухаро-Хивинской зоны ступеней и структур Юго-Восточной Туркмении.

ХАРАКТЕР ИЗМЕНЕНИЯ МОЩНОСТЕЙ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Очень важно было бы составить карту мощностей отложений первого (нижнего) структурного яруса платформенного чехла (верхнего триаса — нижней юры). Однако данные о глубинах залегания их кровли и мощностях пока крайне недостаточны. Поэтому сейчас эта задача может быть решена лишь приближенно путем составления карты суммарных мощностей пород первого структурного яруса и отложений средне-верхнеюрского подъяруса.

Для графического изображения общей картины изменения мощностей юрских¹ отложений мы составили специальную карту (рис. 90, вкладка, см. в конце книги) путем вычитания из отметок поверхности фундамента отметок поверхности юрских пород.

Как видно из этой карты, мощность юрских отложений на периферии Мугоджар обычно не превышает 500 м, но довольно быстро возрастает к Северо-Устьюртско-Челкарской зоне прогибов. Так, уже в Кургантузской мульде Челкарского прогиба она превышает 1 км, в осевой части Северо-Устьюртского прогиба достигает 2,5—3 км, а в некоторых наиболее глубоких его мульдах, по-видимому, даже превосходит эту величину.

На северном борту Северо-Устьюртского прогиба отчетливо выделяется Мынсуалмасская группа поднятий, оконеченная изолинией 500 м. По южному борту прогиба также намечается сокращение мощностей юрских отложений в сторону Кассарминской мегантиклинали (главным образом за счет полного выпадения рэт-лейасового комплекса пород и выклинивания ряда средне-верхнеюрских горизонтов). В сводовой части Кассарминской мегантиклинали мощность отложений юры не превышает 500 м.

¹ Хотя здесь и в дальнейшем мы говорим о мощностях юрских отложений, но следует помнить, что самые низы описываемой толщи охватывают наиболее высокие горизонты верхнего триаса (рэт, а местами, возможно, часть норийского яруса).

Еще меньшие мощности юрских отложений наблюдаются в пределах Северо-Бузачинского свода, который четко обрисовывается изопахитой 500 м. Однако к его центру мощность пород юры еще более сокращается, а в наиболее приподнятой части свода эти отложения, возможно, вообще выпадают из разреза. В Барсакельмесском прогибе мощность юрских отложений увеличивается до 2 км.

Изолинией 1 км хорошо вырисовывается Мангышлакская система мегантиклиналей и мегасинклиналей. На ее мегантиклиналях мощность юрских отложений примерно равна 500 м, а в мегасинклиналях увеличивается до 1 км и даже немного больше.

В расположенной южнее Северо-Туркменской зоне прогибов мощность юрских пород увеличивается до 2—2,5 км по ее северной периферии и до 3—3,5 км в центральных частях составляющих ее прогибов. В пределах седловин, разделяющих эти прогибы, она уменьшается до 1,5—2 км. В Хорезмско-Измайльском прогибе изопахиты юрских отложений обрисовывают его северную периферию. На юг изолиния 3 км раскрывается в сторону значительно больших мощностей юрских отложений, распространенных в пределах Мургабской впадины.

К югу от Южно-Мангышлакского прогиба происходит постепенное уменьшение мощностей юрских отложений до полного их выклинивания в центральной части Карабогазского свода. Туаркырская система мегантиклиналей и мегасинклиналей также отличается уменьшенными мощностями юрских пород (не превышающими 1 км). Только в Учтаганской мегасинклинали они возрастают до 1,5 км и более.

Восточнее, отделяясь почти меридиональной полосой повышенных (1,5—2,0 км) мощностей юрских отложений, соответствующей Верхне-Узбойскому прогибу, происходит новое уменьшение их величины к Центрально-Каракумскому своду. Он хорошо выделяется изолинией 1 км, причем в его центральной части мощности пород юры не превышают 500 м. Во все стороны от свода происходит увеличение мощностей юрских отложений.

К югу от Центрально-Каракумского свода идет последовательное, но довольно значительное нарастание мощностей отложений юры (до 3,5—4 км и более), которое соответствует Бахардокской периплатформенной моноклинали.

В пределах Мургабской впадины зафиксированы наибольшие мощности юрских отложений, составляющие 6 км (правда, эта цифра основана на неоднозначно интерпретируемых геофизических материалах). С севера, юга и запада зона повышенных мощностей юрских отложений ограничена резкими градиентами, в пределах которых они уменьшаются до 3,5—4 км.

В Бухаро-Хивинской зоне ступеней изменение мощностей юрских отложений в общих чертах происходит также ступенчато, в соответствии с развитыми здесь структурными террасами. Выклинивание юрских пород идет примерно по Предкызылкумскому уступу. В пределах Бухарской ступени развиты в основном верхнеюрские терригенные отложения небольшой мощности (обычно не более 500 м). Юго-западнее Бухарской флексурно-разрывной зоны, которой соответствует значительный скачок мощностей пород юры, уже в пределах Чарджоуской ступени, широко распространены соленосные отложения верхней юры и появляются мощные угленосные толщи средней юры. Здесь мощность пород юры достигает 1—2 км и более.

Характер изменения мощностей юрских отложений показывает, что их колебания довольно отчетливо обрисовывают основные структурные элементы юго-западной половины Туранской плиты. Эти колебания весьма значительны: от 0 до 6 км. На смежных прогибах и поднятиях мощность юры изменяется от 1,5 до 3 км. Изменения мощностей происходят в стро-гом соответствии с основными структурами Туранской плиты и очень часто зависят от структур не только первого порядка, но и более низкой

категории. Изменения мощностей в основном происходят за счет резкого выклинивания нижних толщ юрских отложений и выпадения отдельных горизонтов из разреза. В ряде мест они также определяются предмеловым размывом и срезанием юрских отложений более молодыми слоями.

Описанные изменения мощностей юрских отложений свидетельствуют о том, что основные структурные элементы Туранской плиты очень четко ощущались во время юрского осадконакопления, т. е. развивались конседиментационно.

СТРУКТУРА ПОВЕРХНОСТИ ФУНДАМЕНТА ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

Структурная карта поверхности фундамента Туранской плиты (рис. 91, вкладка, см. в конце книги) построена по подошве отложений платформенного чехла, которые местами (главным образом на юго-западе и юге плиты) залегают на породах верхнего структурного яруса фундамента, а местами — на более древних породах фундамента. Поверхность фундамента Туранской плиты имеет значительную эрозионную расчлененность (Гарецкий, 1955, 1957, 1962а, б), но основные ее поднятия и опускания определены тектоническими движениями, происходившими во время платформенного этапа развития (с конца триаса), а по южной и юго-восточной окраинам плиты — также и позднекайнозойскими движениями, связанными с эпиплатформенным орогенезом и складчатостью в Копет-Даге. Поверхность фундамента является первой снизу границей, отражающей строение платформенного чехла. Эта поверхность построена значительно сложнее, чем описанные выше, так как в ней отразились все тектонические движения, происходившие в платформенный этап развития территории Туранской плиты.

На обширных площадях вдоль северного и восточного ограничений Туранской плиты (в Мугоджарах, Центральном Казахстане и Тянь-Шане) фундамент высоко приподнят и выходит на современную поверхность. Отдельные более мелкие его выходы имеются по окраинам плиты на погружении названных складчатых систем. Значительно реже выходы фундамента встречаются во внутренней части плиты. Наиболее крупными из них являются выступы и гряды Султан-Уиздага Центральных Кызылкумов, Западного и Восточного Каратау на п-ове Мангышлак и Туаркыра. От этих выходов на современную поверхность фундамент погружается на ту или иную глубину — до 4—6 и даже 7—11 км. На ограниченных площадях Туранской плиты фундамент вскрыт скважинами, да и то только в тех ее районах, где он залегает на относительно небольших глубинах (до 1—2, реже 3 км). В остальных случаях о глубине залегания и рельефе его поверхности приходится судить только на основании геофизических данных, об интерпретации которых говорилось выше.

Для отдельных районов Туранской плиты уже составлены структурные карты поверхности фундамента. Для периферии Мугоджар, Устюрта и Мангышлака они опубликованы в работах А. Б. Когана (1959), А. Б. Когана и П. М. Пасуманского (1959), А. И. Димакова и В. А. Лапшова (1960), Д. П. Касапкина (1960), Н. В. Неволлина (1961), А. М. Акрамходжаева и др. (1962), Р. Г. Гарецкого (1962а, б), П. Н. Куприна и А. И. Левина (1962), Н. В. Неволлина и др. (1962), М. С. Арабаджи и др. (1963), Геологические условия., (1963), М. М. Чарыгина и др. (1963), А. Е. Шлезингера (1965). Для Приташкентского и Сыр-Дарьинского районов структурные карты этой поверхности опубликованы Н. Я. Куниным (1962а, б, 1964а, 1965) и И. М. Мелькановичем (1962), для Центральных Кызылкумов — К. К. Пятковым и А. К. Бухариным (1962), К. К. Пятковым, И. А. Пяновской и А. К. Бухариным (1963), для Южного Приаралья — В. М. Лигушой (1964). Поверхность фундамента всей северной части Туранской плиты

изображена в работе Р. Г. Гарецкого и В. И. Шрайбмана (1960). Рельеф поверхности палеозоя большей части запада и севера Туранской плиты отражен на Международной тектонической карте Европы (1964). Для территории Бухаро-Хивинской области подобные карты приведены в работах А. У. Умарова (1962), для территории южных частей Туранской плиты — в работах А. А. Борисова (1960), А. А. Борисова и др. (1960), Ю. Н. Година (1960а), Ю. Н. Година и Ю. И. Сытина (1961). Строение поверхности фундамента по региональным сейсмическим профилям освещено в статьях Ю. Н. Година и К. Е. Фоменко (1960, 1961), К. Е. Фоменко (1960), К. К. Машрыкова и К. Е. Фоменко (1961), Б. С. Вольвовского и И. С. Вольвовского (1961), Б. С. Вольвовского, И. С. Вольвовского и В. В. Ишутина (1961), И. Е. Ширяева и П. А. Блохина (1962), А. Е. Старобинца (1963). На всю территорию Туранской плиты структурные карты по кровле фундамента были приведены в работах Р. Г. Гарецкого (1964) и И. С. Вольвовского, Р. Г. Гарецкого и др. (1964). Однако появившийся за последний год новый фактический материал позволяет по ряду участков уточнить эти карты.

Для построения структурной карты поверхности фундамента Туранской плиты нами использованы геолого-геофизические материалы Государственных геологических комитетов РСФСР, Узбекской, Туркменской и Казахской ССР, Спецгеофизики, Средазсовнархоза, Всесоюзного научно-исследовательского геологоразведочного нефтяного института, Всесоюзного нефтяного научно-исследовательского геологоразведочного института и др. Кроме того, учтены структурные карты, составленные для отдельных районов Т. Н. Кузовкиной, Н. Я. Куниным, А. К. Бухариным и К. К. Пятковым, О. В. Посашевым, В. А. Теплицким, Б. Б. Таль-Вирским и др.

На структурной карте поверхности фундамента стратоизогины проведены через 0,5 км, в то время как для поверхности мела и поверхности юры они проведены соответственно через 100 и 200 м. При таком сечении изолиний ряд деталей структурного плана Туранской плиты, по сравнению со структурными картами по вышележащим горизонтам платформенного чехла, неизбежно пропадает. Из разломов показаны только те, которые развивались в мезо-кайнозое и поэтому пересекают поверхность фундамента, т. е. влияют на поведение ее рельефа.

Судя по структурной карте, поверхность фундамента от Мугоджар, сложенных палеозойскими и докембрийскими породами, в общем погружается к югу и юго-востоку. На севере Примугоджарской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей фундамент приподнят до отметки —0,5—0 км и выше в пределах мегантиклиналей и опущен до —0,5 км и ниже в пределах мегасинклиналей. В районах южного окончания этой системы поверхность фундамента лежит уже на отметках до минус 1—минус 2,5 км. В Северном Приаралье она испытывает, с одной стороны, общее погружение к югу, а с другой — резкие изменения в залегании при переходе от мегантиклиналей к мегасинклиналям. Относительные колебания отметок на соседних погружениях и поднятиях достигают 1—2 км, в 3—4 раза увеличиваясь по сравнению с колебаниями глубин залегания кровли мела. Так же, как и в Северном Приаралье, поверхность фундамента ведет себя южнее, уже в пределах Аральского моря. Здесь она лежит на глубинах минус 1,5 — минус 3 км.

От Примугоджарской и Северо-Приаральской систем мегантиклиналей и мегасинклиналей поверхность фундамента круто погружается в разделяющий эти системы Челкарский прогиб. В северной, Кургантузской, мульде прогиба она погружена глубже —2,5 км, а в южной, Кашкаратинской — лежит ниже отметки —4 км, воздымаясь в пределах Устюртско-Аяккумской зоны поднятий, осложняющей восточный борт прогиба, до отметок выше —3,5 км. Таким образом, амплитуда Челкарского прогиба по

поверхности фундамента в сравнении с его амплитудой по кровле мела увеличилась на 1,5 км для северной мульды и на 2 км — для южной.

От Южно-Эмбенского моноклинала поверхность фундамента, как и более высокие горизонты платформенного чехла, испытывает региональное погружение в южном, юго-западном и юго-восточном направлениях. У разлома, ограничивающего Южно-Эмбенский моноклинал, она расположена на отметках около —2 км, к юго-западу вдоль него погружается до минус 3—минус 3,5 км, а южнее и юго-восточнее, в центральной части Северо-Устюртского прогиба, в Самской и Матайкумско-Косбулакской его мульдах, она опущена до минус 5 — минус 6 км. Северное крыло прогиба осложнено двумя близкими к широтному направлению разрывными нарушениями с амплитудой в несколько сотен метров. По более высоким горизонтам платформенного чехла эти разрывы не фиксируются.

В пределах Северо-Бузачинского свода кровля фундамента поднимается от отметок несколько выше — 1 км. Достаточно четко по этой поверхности выделяются поднятия, составляющие Кызано-Байчагырскую зону. К югу, в сторону Южно-Бузачинского прогиба, поверхность фундамента погружается до —2,0 км. Амплитуда поднятия Северо-Бузачинского свода по отношению к Южно-Бузачинскому прогибу достигает 1—1,5 км, а относительно центральной части Северо-Устюртского прогиба — 5 км, т. е. она увеличивается более чем в 2 раза сравнительно с амплитудой свода по вышележащим поверхностям юры и мела.

Кассарминская мегантиклиналь по кровле фундамента выделяется очень рельефно. В ее центральной части фундамент залегает на отметках выше —2 км. Западная периклиналь и южное крыло мегантиклинали по поверхности фундамента осложнены серией разрывных нарушений, максимальная амплитуда наиболее крупного из которых превышает 1 км. В вышележащих горизонтах платформенного чехла эти разрывы затухают. Амплитуда Кассарминской мегантиклинали по отношению к центральной части Северо-Устюртского прогиба по поверхности фундамента достигает 4 км, т. е. увеличивается более чем на 2 км по сравнению с кровлей юры и более чем на 2,5 км по сравнению с кровлей мела.

В четко вырисовывающейся по поверхности фундамента Барсакельмесской впадине эта поверхность погружена до отметки —5 км, но на Аламбек-Кабанбайском поднятии она залегает на глубине —3 км. В пределах этого поднятия по кровле фундамента намечается субмеридиональный разрыв небольшой амплитуды, который в вышележащих горизонтах платформенного чехла затухает. Стрела прогибания Барсакельмесской впадины по отношению к прилегающей Кассарминской мегантиклинали достигает 3 км, тогда как по кровле юрских отложений она равна 1,4 км, а по кровле меловых отложений —0,6 км. Следовательно, стрела прогибания впадины по поверхности фундамента по сравнению с кровлей отложений юры и мела увеличивается соответственно более чем в 2 и 5 раз. Почти такие же цифры получаются при сравнении глубин залегания поверхности фундамента, кровли юры и мела в собственно Барсакельмесской мульде и Аламбек-Кабанбайском поднятии. Несколько меньшие величины дает сравнение этих цифр на Аламбек-Кабанбайском поднятии и в расположенной восточнее Судочьей мульде.

Мангышлакская система мегантиклиналей и мегасинклиналей по кровле фундамента выделяется более рельефно, чем по вышележащим горизонтам платформенного чехла. В западной части системы породы фундамента выходят на поверхность в сводах ряда мегантиклиналей. В центральных частях менее приподнятых мегантиклиналей поверхность фундамента залегает на отметках до —1 км, погружаясь в пределах мегасинклиналей до минус 2 — минус 3 км. Высота волны этой поверхности при переходе от мегантиклиналей к сопряженным мегасинклиналям колеблется от 1 до 3 км и несколько больше. Все структуры Мангышлакской системы мегантикли-

налей и мегасинклиналей по кровле фундамента согласуются со структурами по вышележащим горизонтам платформенного чехла, но имеют более крутые углы наклона, большую амплитуду и выраженность. В ряде случаев флексуры, отмеченные по более высоким горизонтам платформенного чехла, по поверхности фундамента переходят в разрывные нарушения. Разломы, которые показаны на описанных выше картах, по этой поверхности резко увеличивают свою амплитуду. Так, разлом, осложняющий северное крыло Карабаурской мегантиклинали, протягивается в виде сплошной линии, и амплитуда его увеличивается до 2,5 км (по кровле юрских отложений она не превышала 1 км). Крупное разрывное нарушение по поверхности фундамента выявлено по северному крылу Каратауской мегантиклинали. Еще большей амплитуды (свыше 3 км) достигает разлом, обрывающий южное крыло Караманской мегантиклинали. Эти два разлома в вышележащих горизонтах платформенного чехла отражаются лишь в виде флексур.

Северо-Туркменская зона прогибов по поверхности фундамента выражена еще более резко, чем по кровле юрских и меловых отложений. Поверхность фундамента в наиболее глубоких частях прогибов этой зоны погружена до отметок минус 5 — минус 6 км. В западной части зоны прогибов по кровле фундамента четко вырисовывается Песчаномыское поднятие, в пределах которого она залегает на отметках — 2,5 км. Однако если к юго-западу поверхность меловых отложений испытывала региональное погружение до осевой линии Терско-Каспийского краевого прогиба, то поверхность фундамента после неглубокого погружения вновь поднимается, образуя под дном моря Средне-Каспийский свод. Его осевая зона, вытянутая с северо-запада на юго-восток, расположена в 50—100 км от Мангышлака. В центральной части Средне-Каспийского свода поверхность фундамента предположительно залегает на отметках выше — 2 км. По данным морских сейсмических профилей, в меловых отложениях этот свод не отражается. Меловые слои здесь испытывают региональный наклон к юго-западу, в сторону Терско-Каспийского краевого прогиба.

В осевой части Южно-Мангышлакского и Ассакеауданского прогибов поверхность фундамента погружена до отметок минус 5,5 — минус 6 км. Значительно изменяется морфология Хорезмско-Измайльского прогиба по кровле фундамента по сравнению с вышележащими горизонтами платформенного чехла. Здесь по поверхности фундамента появляется много разрывных нарушений, не фиксирующихся на рассмотренных выше структурных картах чехла. В северо-западной части прогиба, которую составляет Дарьялык-Дауданская мульда, проходит крупное разрывное нарушение. Оно имеет северо-западное простирание и ограничивает северо-восточное крыло мульды. Его амплитуда превышает 1,5 км. Характерным структурным элементом западного крыла Хорезмско-Измайльского прогиба является Хорезмско-Мургабская зона меридионально ориентированных поднятий, отчетливо выделяющаяся по поверхности мела и юры. По кровле фундамента ей отвечает система меридионально ориентированных кулисообразно расположенных разломов. Амплитуда последних местами достигает большой величины. Восточным ограничением Хорезмско-Измайльского прогиба по поверхности фундамента также служит система крупных разломов. По кровле меловых отложений они вообще не фиксируются, а по кровле юрских отложений намечаются лишь на отдельных участках. Их амплитуда местами достигает 2—3 км.

Карабогазский свод и Краснодарский прогиб по кровле фундамента также выделяются очень резко. Максимально приподнятая часть свода, оконеченная изолинией — 1 км, расположена под водами Каспийского моря вблизи Южной Карабогазской косы. В пределах Краснодарского прогиба поверхность фундамента погружается ниже — 2 км, а затем, по данным сейсмического профиля (Ласкина и др., 1962), прошедшего в мери-

диональном направлении; поднимается до минус 1,2 — минус 1,5 км у берега моря. В восточной части Красноводского прогиба, в Предбалханской синклинали, она погружена до —3,5 км.

Туаркырская система мегантиклиналей и мегасинклиналей отчетливо выделяется по поверхности фундамента. В своде собственно Туаркырской мегантиклинали на небольших его участках породы фундамента выходят на современную поверхность. На других мегантиклиналях кровля фундамента залегает на отметках минус 1 — минус 2 км, а в пределах Учтаганского прогиба погружается до —4 км. Существенных изменений структурного плана Туаркырской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей по этой поверхности по сравнению с горизонтами платформенного чехла не наблюдается. По сравнению с кровлей юры — отмечается лишь некоторое увеличение амплитуды разломов и их протяженности. Так, разрывное нарушение, ограничивающее юго-западное крыло Карашорской мегантиклинали, протягивается далеко к юго-востоку, заходя за южную периферию Центрально-Каракумского свода. Кроме того, здесь отмечается еще серия продольных и поперечных разломов, осложняющих юго-восточное окончание Туаркырской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей. В вышележащих горизонтах платформенного чехла эти разрывные нарушения не прослеживаются.

Куба-Дагская и Больше-Балханская мегантиклинали по поверхности фундамента имеют различное строение. В первой из них породы фундамента в нескольких изолированных пунктах выходят на современную поверхность. Кровля фундамента в целом здесь резко приподнята. В пределах Больше-Балханской мегантиклинали поверхность фундамента, по данным сейсморазведки (Хариков и Дацук, 1964), испытывает моноклиналиное погружение от отметок —2 км на севере и до —4 км на крайнем юге. На фоне этой моноклинали вышележащие горизонты платформенного чехла испытывают антиклинальный перегиб, амплитуда которого достигает нескольких километров.

Центрально-Каракумский свод выделяется достаточно высоким залеганием кровли фундамента (—2 км). Его северная периферия построена сложно. Здесь намечается серия поднятий и мульд, часть из которых не нашла отражения в горизонтах платформенного чехла. Кроме того, по данным сейсморазведки, на северной периферии Центрально-Каракумского свода по поверхности фундамента выделяется ряд разломов меридионального и северо-западного простирания, амплитуда которых достигает нескольких сотен метров. В прилегающем с запада Верхне-Узбойском прогибе кровля фундамента погружена до —4 км. Конфигурация прогиба по фундаменту в общем совпадает с поведением поверхности юрских отложений. Амплитуда Центрально-Каракумского свода по отношению к Верхне-Узбойскому прогибу достигает 2 км, т. е. увеличивается на 1 км по сравнению с амплитудой погружения кровли юры и на 1,3 км по сравнению с амплитудой погружения кровли мела.

В пределах Предкопетдагского краевого прогиба поверхность фундамента погружается до —10 км. Таким образом, амплитуда Центрально-Каракумского свода по отношению к центральной части Предкопетдагского краевого прогиба по поверхности фундамента достигает 8 км, т. е. увеличивается на 3 км по сравнению с амплитудой по кровле юры и на 4 км по сравнению с амплитудой по кровле мела.

Структура Юго-Восточной Туркмении по кровле фундамента вырисовывается очень четко. На севере, в районе Репетекского соляного вала и Байрамалийской антиклинали, поверхность фундамента залегает на отметках минус 5 — минус 6 км, погружаясь в Мургабской впадине до —11 км. Большую роль в структуре Юго-Восточной Туркмении по поверхности фундамента играют крупные разломы. Репетекский соляной вал и Байрамалийская антиклиналь по этой поверхности отражаются в виде

крупных разломов. Только по более высоким горизонтам платформенного чехла они являются уже антиклинальными структурными элементами. С востока Байрамалийский разлом кулисообразно подставляется Мургабским разломом.

По поверхности фундамента отчетливо видны разломы, определяющие строение Бухаро-Хивинской зоны ступеней. Аму-Дарьинский разлом, протягивающийся примерно вдоль р. Аму-Дарьи, состоит из ряда кулисообразных подставляющих друг друга смещений, амплитуда которых достигает 1—3 км. Бухарский разлом четко прослеживается в виде отдельных отрезков, лежащих в одной полосе. Лишь в восточной части он имеет характер флексуры не только по поверхности мела, но, по-видимому, и по поверхности фундамента. Амплитуда отдельных нарушений в зоне разлома достигает 0,5—2 км. Также хорошо выделяется Предкызылкумский разлом, амплитуда которого достигает 0,5—1 км. В платформенном чехле постепенно вверх по разрезу происходит уменьшение амплитуды этих разломов, в большинстве случаев они переходят во флексуры и ими образованные уступы, которые к более высоким горизонтам становятся все менее четко выраженными. Основные структуры, осложняющие ступени Бухаро-Хивинской зоны, по поверхности фундамента выделяются еще более отчетливо, чем по кровле юры и тем более по кровле мела, так как их амплитуда увеличивается с глубиной. Так, Каракульский прогиб, слабо намечающийся по кровле отложений мела и имеющий амплитуду по кровле пород юры не более 1,4 км, по поверхности фундамента вырисовывается значительно отчетливее; его стрела достигает 2,5—3 км, причем он распадается на две небольшие мульды, оконтуренные стратоизогипсами — 4 км.

Как и по горизонтам внутри платформенного чехла, по поверхности фундамента хорошо выражены антиклинали и синклинали Бешкентского прогиба. Их волны имеют еще большую высоту, увеличиваясь на 1,5—3 км по сравнению с изгибами кровли юры и мела.

Весьма отчетливо по поверхности фундамента выделяется Центрально-Кызылкумская зона поднятий. Очертания ее структур становятся еще более резкими, чем по поверхности мела. Стрела прогиба мульд по сравнению со стрелой прогибания по кровле мела увеличивается здесь на 300—500 м, а иногда на 1 км.

Глубина Восточно-Аральской впадины по поверхности фундамента достигает 1,5—2 км, в то время как по кровле мела она не превышала 0,3—0,5 км.

Нижне-Сыр-Дарьинский свод хорошо очерчивается стратоизогипсой — 0,5 км, которая примерно совпадает с контурами выхода меловых отложений на поверхность. Майлибашская флексура, ограничивающая свод с запада, на поверхности фундамента выделяется уже как разлом с амплитудой в первые сотни метров. К югу от Нижне-Сыр-Дарьинского свода расположен участок залегания поверхности палеозоя с отметками выше — 1 км. Этот участок соответствует выделяемой по кровле мела Аккырско-Кумкалинской седловине. На юге в ее пределах прослеживается широтный разлом небольшой амплитуды, не ощущающийся уже на поверхности мела.

В пределах Сыр-Дарьинской впадины и Приташкентского района по поверхности фундамента отчетливо выделяются те же основные структуры, что и по кровле мела. Они становятся еще более резко выраженными. Стрела прогиба наиболее глубоких мульд Сыр-Дарьинской впадины вместо 600—800 м по кровле мела достигает 2—2,5 км по поверхности фундамента. Амплитуда Карактауского поднятия увеличивается примерно на 500—700 м, а поднятия Приташкентских чулей — на 1—1,5 км. Стрела прогиба Ергашкудукско-Келесской впадины по поверхности фундамента возрастает примерно на 1—2 км по сравнению со стрелой ее прогиба по кровле мела.

Как и по кровле мела, спокойно построена по поверхности палеозоя Чуйская синеклиза. Только на -1 км опущен фундамент в Сарысуйской мульде, в то время как кровля мела залегает здесь на глубине всего -200 м. Наиболее прогнутая часть мульды, так же как и по кровле мела, приближена к кряжу Большого Каратау. На северо-востоке мульды проходит разлом, к опущенному крылу которого приурочен односторонний грабен. Отметки кровли палеозоя в его пределах понижаются до $-0,5$ км. Как разлом, так и приразломная синклиналь, которая, по-видимому, заполнена юрскими отложениями, совершенно не ощущаются по кровле мела. Юго-восточнее Сарысуйской мульды, отделяясь от нее Улабель-Таласской седловиной, в пределах которой поверхность фундамента лежит на отметках выше 0, расположена Восточно-Чуйская впадина. Здесь поверхность фундамента в ряде участков погружена до минус 1,5 — минус 2 км, но обычно перекрыта более молодыми, чем меловые, отложениями. Это свидетельствует о сравнительно молодом времени образования Восточно-Чуйской впадины.

В пределах Тургайских степей, как и в Чуйской синеклизе, фундамент залегает неглубоко. Как и по кровле мела, хорошо выделяется Кустанайская седловина с отметками залегания поверхности фундамента выше 0. К центральной части синеклизы, которая в общем совпадает с выделенной по кровле мела, происходит постепенное погружение его поверхности до минус 1 — минус 1,5 км (кровля мела опущена здесь только до -300 м). Если по кровле мела вырисовывается единая пологая синеклиза без разрывных нарушений, то поверхность фундамента разбита разломами на серию довольно глубоких грабенов, заполненных отложениями триаса и юры. В пределах этих грабенов фундамент резко опущен по разломам и залегает на глубинах от $-0,5$ до -2 км. Разломы обычно не отражены на поверхности меловых отложений и лишь отдельные из них намечаются в виде флексур.

Таким образом, поверхность фундамента в пределах Туранской плиты значительно дислоцирована. Максимальный размах тектонических движений, обусловивших ее современную структуру, достигает 10—12 км. По этому признаку территория Туранской плиты четко подразделяется на две основные части: со слабо дислоцированной поверхностью фундамента, в общем соответствующей области каледонской складчатости, и с более сложно дислоцированной поверхностью фундамента, соответствующей области герцинской складчатости. Размах тектонических движений на эпикаледонской части плиты составляет 1—2 км, а на эпигерцинской части плиты он в среднем составляет 4—6 км, увеличиваясь вдоль ее южной окраины до 6—8 км. В орогенной области Тянь-Шаня этот размах увеличивается до 15—17 км за счет новейших тектонических движений. Наклон поверхности фундамента в эпигерцинской и эпикаледонской частях Туранской плиты также весьма различен. В пределах первой из них он составляет 50—200 м на 1 км, в пределах второй 15—50 м на 1 км.

При сопоставлении карты поверхности фундамента (см. рис. 91) с картой поверхности юрских (см. рис. 87) и меловых (см. рис. 65) отложений можно отметить, что структурные элементы наиболее выпукло отражаются на первой из них. Так, амплитуда вертикальных перемещений поверхности фундамента больше, чем поверхности меловых отложений в эпигерцинской части плиты в 3—4 раза, в эпикаледонской — в 2 раза.

Глава VII

СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

В фундаменте Туранской плиты выделяются две области, различающиеся по возрасту складчатости. Область герцинской складчатости лежит на продолжении Урала и Южного Тянь-Шаня, включает складчатые системы Мангышлака и Туаркыра и занимает южную, западную и центральную части Туранской плиты. Область каледонской складчатости расположена на северо-востоке плиты и примыкает к Центрально-Казахстанскому щиту.

В пределах герцинид, в связи со складчатостью и горообразованием, в верхнем палеозое начали развиваться краевые, периклиналильные и внутренние прогибы и впадины, заполнившиеся главным образом молассовыми формациями. Их формирование закончилось в верхней перми — триасе. В пределах каледонских складчатых сооружений в среднем и верхнем палеозое развились своеобразные наложенные и унаследованные прогибы и впадины, которые многими особенностями отличаются от типичных геосинклиналильных, но еще не могут рассматриваться как платформенные. Как уже говорилось, отложения, соответствующие отмеченным заключительным этапам развития герцинид и каледонид, мы объединяем в верхний структурный ярус фундамента.

Для характеристики общих черт строения верхнего структурного яруса фундамента Туранской плиты нами составлены две карты: рельефа его подошвы и равных мощностей его пород (рис. 92, 93, вкладки, см. в конце книги).

Основные особенности строения более древних частей фундамента, соответствующих главному геосинклиналильному этапу, отражены на карте внутреннего строения фундамента Туранской плиты со снятием его верхнего структурного яруса (рис. 94, вкладка, см. в конце книги).

СТРУКТУРА ПОДОШВЫ ВЕРХНЕГО СТРУКТУРНОГО ЯРУСА ФУНДАМЕНТА

В пределах каледонских складчатых сооружений выходы средне-верхнепалеозойских отложений известны в обрамлениях Туранской плиты: в Центральном Казахстане и северных дугах Тянь-Шаня. На карту (см. рис. 92) попадает западная часть крупной изометричной Тенизской и юго-западные участки Джезказганской впадин. В Бет-Пак-Дале и по южному обрамлению Чуйской впадины средне-верхнепалеозойские породы обнажены отдельными пятнами.

Как показали буровые и сейсмические исследования (Кунин, 1961; Новиков, Сеницын и Скворцов, 1961; Дитмар, 1961, 1962, 1965; Саргаскаев, 1963; Дикенштейн, Новиков и др., 1964), средне-верхнепалеозойские отложения широко развиты под платформенным чехлом эпикаледонской части

Туранской плиты. Чуйская впадина, выполненная этими отложениями, почти полностью совпадает с контуром одноименной синеклизы. Под платформенного чехла она непосредственно соединяется с Джекказганской впадиной, где породы среднего и верхнего палеозоя выходят на поверхность. По существу обе эти структуры в среднем и верхнем палеозое образовали единую крупную Джекказганско-Чуйскую впадину. Отложения верхнего яруса фундамента широко развиты под чехлом Тургайской синеклизы (Геология Тургайского прогиба, 1961; Геологическое строение..., 1961; Геология и перспективы..., 1964). По-видимому, к югу от Улутау породы Тургайской средне-верхнепалеозойской впадины соединены узким перешейком с отложениями Джекказганско-Чуйской впадины (Гарецкий, Книппер и Самодуров, 1962). Скорее всего породы того же возраста под платформенным чехлом выстилают и большую часть мезо-кайнозойской Сыр-Дарьинской впадины.

Для территории Джекказганско-Чуйской впадины многие исследователи (Кунин, 1961; Новиков, Сеницын и Скворцов, 1961; Новиков, Сеницын и Филиппов, 1963; Саргаскаев, 1963; Дикенштейн, Загоруйко и Сеницын, 1964; Дикенштейн, Новиков и др., 1964; Дитмар, 1965) по геофизическим материалам (главным образом сейсмическим) составляли структурные карты по подошве средне-верхнепалеозойских отложений. Этой поверхности соответствует преломляющий сейсмический горизонт с высокими граничными скоростями (V_r до 6—6,5 км/сек). Местами этот горизонт, по-видимому, переходит на поверхность карбонатных толщ нижнего карбона и поэтому на схемах в ряде случаев показано завышенное положение подошвы рассматриваемого комплекса пород. За основу для изображения структуры подошвы средне-верхнепалеозойских отложений Джекказганско-Чуйской впадины нами взята карта Ф. Е. Сеницына (1964), в которую мы внесли ряд изменений и упрощений. Следует учесть, что и на нашей карте в некоторых местах подошва среднего палеозоя, по-видимому, показана выше, чем в действительности.

Как видно из схемы (рис. 92), на северо-западе Джекказганско-Чуйской впадины выделяется участок наиболее глубокого залегания подошвы среднего палеозоя. Здесь она расположена на глубинах ниже —2 км, резко воздымаясь на западном и восточном ограничениях впадины. В этой части впадины намечается несколько округлых или слабо вытянутых мульд (Присарысуйская, Тесбулакская, Кокпансорская и др.) с отметками залегания рассматриваемой поверхности от —3,5 до —6 км. Эти мульды разделены седловинами и поднятиями, на которых подошва среднего палеозоя воздымается выше —3 км. На остальной территории Джекказганско-Чуйской впадины эта поверхность расположена обычно на отметках около минус 1 — минус 2 км и лишь в отдельных случаях погружена до —3 км и глубже.

Между Кокпансорской и Тесбулакской мульдами расположено Тамгалинское поднятие, которое начинает крупную приподнятую Тастинско-Таласскую зону, лежащую в центре Чуйской впадины. Эта зона протягивается далее на восток-юго-восток и включает в себя Тастинское и другие поднятия. Она хорошо выделяется по залеганию подошвы среднего палеозоя выше —1 км. На юго-востоке от нее ответвляется Сарыкемпирсайское поднятие, разделяющее Сузакско-Байкадамский и Учаральский прогибы. В них эта поверхность погружена ниже минус 1,5 — минус 2 км. К северо-востоку и востоку намечается ряд мульд (Джамбульская, Фурмановская и др.), в которых подошва среднего палеозоя опущена до отметок минус 2 — минус 3 км.

Все отмеченные выше основные структурные элементы Джекказганско-Чуйской впадины сопровождаются многочисленными разломами (их количество на схеме значительно преуменьшено) и носят складчато-глыбовой характер.

В области каледонид под платформенным чехлом Туранской плиты имеются два прогиба, выполненные отложениями, которые мы также относим к верхнему структурному ярусу фундамента. Это описанные выше (см. главу I) Купимурунский и Тюратамский прогибы, расположенные непосредственно к востоку от Восточно-Уральского регионального шва, ограничивающего герцинскую складчатую систему уралид. Оба эти прогиба выполнены вулканогенными и терригенными осадками нижнего триаса и, по-видимому, перми, которые еще недостаточно изучены. Мы рассматриваем оба эти прогиба как недоразвитые краевые прогибы уралид на каледонском складчатом основании.

Верхнепалеозойско-триасовые формации орогенного ряда, образовавшиеся в заключительную стадию развития герцинских геосинклинальных областей Турана, выходят на поверхность во многих местах обрамления плиты и в ее внутренних частях. Они вскрыты многочисленными скважинами под платформенным чехлом и прослежены сейсмическими работами. Эти формации занимают обширные площади на западе и юге Туранской плиты (см. рис. 92). Они в виде меридиональной полосы развиты в Актюбинском Приуралье и на периферии Мугоджар, выполняя здесь систему южных периклинальных прогибов Урала. Отсюда к югу площадь их распространения резко расширяется и захватывает весь Устюрт, Горный и Степной Мангышлак и западную, большую часть современной впадины Аральского моря. Они выполняют грабен под западной частью свода Туаркырской мегантиклинали, развиты под Учтаганской мегасинклиналью, в виде языка заходят с юга в Верхне-Узбойский прогиб и, по-видимому, имеются под платформенным чехлом всей южной окраины Туранской плиты. На севере их распространение ограничено Центрально-Каракумским сводом и разломами, идущими вдоль среднего течения р. Аму-Дарьи. Отдельные их пятна имеются в Центральных Кызылкумах, Тургайских степях и других местах.

В то же время отложения верхнего палеозоя-триаса отсутствуют на значительных площадях Тургайской равнины, Восточного Приаралья, Кызылкумов, Бухаро-Хивинской области, Центрально-Каракумского, Карабогазского и Бузачинского сводов, западной части Кызано-Байчагырской зоны поднятий (Байчагырский гравитационный максимум), а также на участке, прилегающем с юго-востока к Южно-Эмбенскому региональному шву (Южно-Эмбенский гравитационный максимум).

Структурные схемы подошвы верхнего яруса фундамента для районов Мангышлака и Устюрта приведены в работе А. Е. Шлезингера (1965б), а для всей территории Туранской плиты — в статье И. С. Вольвовского, Р. Г. Гарецкого и др. (1965).

В верхнем палеозое-триасе в районе Северного Устюрта и под большей, западной, частью Аральского моря развилась обширная Арало-Устюртская впадина (Гарецкий и Шрайбман, 1960), на севере сливавшаяся с южными периклинальными прогибами Урала. Подошва верхнепалеозойских пород вблизи линии их выклинивания в Северном Приаралье и в районе Южно-Эмбенского регионального шва лежит на отметках около минус 1 — минус 3 км. В центральных частях мульд, расположенных вдоль оси Челкарско-Северо-Устюртской зоны прогибов, эта поверхность погружена до минус 8 — минус 10 км, т. е. стрела прогиба здесь достигает 5—7 км. По подошве верхнего палеозоя стратоизогипсами минус 3 — минус 6 км хорошо выделяется Кассарминское поднятие, а южнее — Барсакельмесская впадина с глубиной до — 7 км. Значительные подъемы до минус 3 — минус 4 км она испытывает по периферии Байчагырского выступа и до — 1 км и выше к Бузачинскому своду.

К югу, за Северо-Мангышлакским разломом, происходит резкое погружение поверхности верхнего палеозоя, связанное с Мангышлакским желобом, который вытянут в субширотном направлении более чем на

600 км от п-ова Мангышлак до Шорджинского выступа и имеет ширину до 100 км. Наибольшее его прогибание приурочено к району выходов пермотриаса в возвышенностях Кугусем и Карамая. Здесь подошва верхнего палеозоя лежит на отметках минус 13 — минус 15 км. В районе гряд Каратау и немного севернее она расположена на глубине минус 10 — минус 12 км. К восток-юго-востоку от Кугусема также происходит довольно резкое ее воздымание до —4 км западнее Шорджинского выступа, в пределах которого ниже платформенного чехла развиты доверхнепалеозойские породы. В восточной части Мангышлакский желоб ограничен с севера клинообразным выступом доверхнепалеозойских пород, приподнятым по разломам и совпадающим со сводовыми частями Карабаурской и Айбутирской мегантиклиналей (Гарецкий, Пантелеев и др., 1964; Шлезингер, 1965а, б).

Южный борт Мангышлакского желоба более пологий. Он постепенно поднимается к Карабагазскому своду, где отметки рассматриваемой поверхности равны минус 1 — минус 2 км. К востоку, в узком грабене под Туаркырской мегантиклиналью, эта поверхность резко погружена (до минус 3 — минус 6 км). Западнее и восточнее отложения верхнего палеозоя — триаса отсутствуют. Хорошо выделяется Учтаганский прогиб с залеганием подошвы верхнепалеозойских пород на отметках минус 4 — минус 6 км.

К востоку от Шорджинского выступа, соединяющего области отсутствия верхнепалеозойско-триасовых отложений Центрально-Устюртского клинообразного выступа и Центрально-Каракумского свода, расположен Хорезмско-Измаильский прогиб с залеганием подошвы этих отложений на глубинах минус 6 — минус 9 км.

Наиболее глубоко опущена эта поверхность на крайнем юге Туранской плиты. Она резко погружается от Центрально-Каракумского свода, где залегает на глубинах минус 2 — минус 3 км, в сторону Копет-Дага до отметок минус 15 — минус 18 км в Предкопетдагском прогибе. В значительной степени такое низкое залегание здесь этой поверхности обязано длительно развывавшемуся в мезо-кайнозое Бахардокскому периплатформенному опусканию, а у самого Копет-Дага — прогибанию альпийского краевого прогиба. Весьма глубоко (до минус 10 — минус 18 км) подошва верхнего палеозоя погружена на юго-востоке Туркмении (особенно в Мургабской впадине). Значительное влияние на ее современное глубокое залегание оказали описанные выше крупные по амплитуде мезо-кайнозойские прогибания.

От Мургабской впадины к северу происходит быстрый подъем подошвы верхнего структурного яруса фундамента и у Аму-Дарьинского разлома, по которому примерно выклиниваются отложения верхнего палеозоя — триаса, она залегает на отметках минус 5 — минус 7 км.

Таким образом, подошва верхнего структурного яруса фундамента в пределах каледонид залегает от нулевых отметок и несколько выше до минус 5 — минус 6 км, т. е. предельный ее размах по сравнению с размахом глубин поверхности фундамента возрастает примерно в 3—4 раза. Залегание подошвы верхнепалеозойских пород в пределах герцинид колеблется от нулевых отметок и немного выше до минус 15 — минус 18 км, т. е. разница между отметками залегания крайних ее точек в 2 раза больше, чем у поверхности фундамента. Наклон подошвы верхнего структурного яруса фундамента в разных местах различный, но в целом он в несколько раз больше, чем наклон поверхности фундамента.

ХАРАКТЕР ИЗМЕНЕНИЯ МОЩНОСТЕЙ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО СТРУКТУРНОГО ЯРУСА ФУНДАМЕНТА

Мощности отложений верхнего структурного яруса в целом изменяются в соответствии с обрисованной выше структурой подошвы этого яруса.

В пределах Джекказганско-Чуйской впадины наибольшие мощности

средне-верхнепалеозойских пород приурочены к северо-западной ее части. Здесь в некоторых мульдах они достигают 5—6 км и более¹ (см. рис. 93). Уменьшенными мощностями (менее 1 км) отчетливо намечается Тастинско-Таласская зона поднятий, проходящая в центральной части Чуйской впадины. К югу от нее небольшим увеличением мощности отложений среднего-верхнего палеозоя выделяется Сузакско-Байкадамский прогиб, а к северу — Фурмановская и другие мульды.

Мощности верхнепалеозойско-триасового комплекса для герцинской части фундамента Туранской плиты приведены в работах М. Ф. Мирчинка и др. (1962), В. С. Князева и др. (1963), И. С. Вольвовского, Р. Г. Гарецкого и др. (1965).

Наибольших мощностей (10—14 км) отложения верхнего палеозоя — триаса достигают в Мангышлакском желобе. От его осевой части к бортам мощности быстро уменьшаются, и в целом он оконтуривается изолиниями 2—4 км. К югу отсюда между участками отсутствия верхнепалеозойско-триасовых пород зажат узкий вытянутый Туаркырский грабен, в котором мощности отложений верхнего структурного яруса фундамента превышают 5 км. В Учтаганском прогибе они уменьшаются, но все же достигают 2 км. К югу от Центрально-Каракумского свода происходит довольно быстрое возрастание мощностей отложений верхнего палеозоя-триаса при продвижении по Бахардоской периплатформенной моноклинали к Предкопетдагскому прогибу от 4—5 до 7—9 км. Довольно значительна (5—9 км) мощность на юго-востоке Туркмении, где она изменяется в соответствии с основными структурными элементами. В сторону Бухаро-Хивинской области мощность постепенно уменьшается. Увеличенные ее значения (3—5 км) обрисовывают Хорезмско-Измаильский прогиб.

К северу от Мангышлакского прогиба в Арало-Устюртской впадине мощности пород верхнего палеозоя-триаса составляют не более 2—4, реже 5 км. Изменениями мощностей хорошо вырисовываются основные структурные элементы: Северо-Устюртский прогиб, Барсакельмесская мульда, Кассарминское и Байчагырское поднятия, Северо-Бузачинский свод и т. д.

Таким образом, в герцинской части фундамента Туранской плиты выделяются участки желобообразного и грабенообразного залегания верхнепалеозойско-триасовых пород в Мангышлакской и Туаркырской зонах и более обширные территории их плащеобразного залегания на Северном Устюрте и по южной окраине Туранской плиты.

О ДИСЛОЦИРОВАННОСТИ И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕПАЛЕЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КАЛЕДОНИД И ВЕРХНЕПАЛЕЗОЙСКО-ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГЕРЦИНИД

Средне-верхнепалеозойские отложения, выполняющие Джекказганско-Чуйскую, Тенизскую и Тургайскую впадины каледонид, залегают довольно спокойно (углы их падения в среднем не превышают 20—30°), причем они сильнее дислоцированы в прибортовых частях, чем во внутренних. Во впадинах развиты различные складчато-глыбовые структуры: мульды, коробчатые и изометричные поднятия, купола, складки и др. Структуры очень часто сопровождаются флексурами и разрывами, количество которых возрастает в прибортовых частях впадин. В Джекказганско-Чуйской впадине имеются соляные купола, связанные с верхнедевонской соленосной формацией (Петрушевский, 1938; Зайцев, 1940, 1946; Смахов, 1958; Дитмар, 1961, 1963).

¹ Мощности средне-верхнепалеозойских отложений на карте могут быть несколько преуменьшены в связи с тем, что положение подошвы этих пород в ряде случаев, возможно, определено не совсем правильно (глубина ее залегания завышена).

Отложения среднего и верхнего палеозоя, перекрытые платформенным чехлом, принципиально ничем не отличаются от средне-верхнепалеозойских пород открытых областей Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Отмеченные выше особенности формационного состава этих отложений, их структурного положения в пространстве и времени и морфологии созданных в них тектонических форм не позволяют относить средне-верхнепалеозойские отложения к платформенным, как это делают некоторые исследователи (Кунин, 1961; Саргаскаев, 1963; Дикенштейн, Новиков и др., 1964; Дитмар, 1965). На основе перечисленных выше признаков мы считаем, что эти отложения образовались в заключительную стадию геосинклиналильного развития, и относим их к верхнему структурному ярусу фундамента. Между средне-верхнепалеозойскими породами и платформенным чехлом мезо-кайнозой повсеместно прослеживаются следы длительного перерыва и угловые несогласия.

Степень дислоцированности верхнепалеозойско-триасовых отложений в разных частях герцинид Туранской плиты различна. Наиболее интенсивно дислоцированы верхнепалеозойско-триасовые породы, выполняющие Мангышлакский желоб. Довольно ясное представление об их дислокациях можно получить по разрезам гряд Каратау. Здесь они образуют сложную систему кулисообразных линейных складок субширотного простирания. Углы наклона слоев на их крыльях в среднем равны $50-60^\circ$. Длина складок составляет десятки километров, ширина не превышает первые километры. Антиклинальные складки асимметричны: имеют более крутые южные крылья и более пологие северные. В пределах южных крыльев пласты иногда поставлены наголову или даже имеют опрокинутое залегание. Близ сводов складок падение слоев несколько выполаживается.

Интенсивность дислокаций верхнего структурного яруса пород увеличивается на площадях распространения относительно пластичных пород акмышской свиты, слагающих центральные части синклиналей. Здесь известняки, глинистые сланцы и алевролиты смяты в сложную систему вторичных мелких складок, имеющих различную морфологию. В замках некоторых складок наблюдается увеличение мощности пород по сравнению с крыльями в 2—3 раза, в основном за счет выжимания более пластичных глинистых сланцев и алевролитов. Более жесткие породы нижних свит триаса и перми в меньшей степени осложнены вторичными складками, но зато разбиты многочисленными трещинами кливажа, в отдельных участках почти полностью затухающими напластование пород. Большую роль в тектонике этого структурного яруса играют разрывные нарушения, причем наибольшей амплитуды (до нескольких тысяч метров) достигают продольные разрывы типа крутопадающих надвигов и сдвигов. Они установлены на южных склонах гряд Каратау. Поперечные и диагональные разрывы имеют значительно меньшие амплитуды (первые сотни метров) и представляют собой крутопадающие взбросы и сбросы. Развитые в грядах Каратау складки простираются под углами $20-25^\circ$ к общему простиранию гряд.

Примерно так же сильно дислоцированы пермские и триасовые породы Восточного Мангышлака, где они слагают ряд небольших по площади останцовых высот. Судя по данным бурения, не менее интенсивно дислоцированы и породы верхнего структурного яруса фундамента, вскрытые в ядрах Беке-Башкудукской и Тюб-Караганской мегантиклиналей. К востоку, в сторону затухания Мангышлакского желоба, наблюдается и ослабление степени дислоцированности слагающих его пород. Так, в пределах Каратебинской мегантиклинали углы наклона верхнепермских пород не превышают $10-20^\circ$, а на Шахпахгинской антиклинали дислоцированность нижнетриасовых отложений уменьшается до первых градусов. Еще более резко затухает интенсивность складчатости вкост простирания Мангышлакского желоба. К северу от него, в пределах Кызанской брахиантик-

линали, падение триасовых пород не превышает 20° , а к югу, в пределах Карамандыбасской брахиантиклинали, верхнетриасовые породы наклонены под углами меньше 10° .

Как и на Мангышлаке, интенсивно дислоцированы породы верхнего структурного яруса на Туаркыре. Здесь на относительно небольшом по площади участке они образуют крутую моноклираль, с углами наклона слоев от 25 до 50° , местами увеличивающимися до 70 — 80° . Моноклираль разбита многочисленными разрывами (Луппов, 1957в).

Не менее интенсивно дислоцированы триасовые породы хр. Банди-Туркестана в Северном Афганистане. Однако структурный план этих пород здесь еще плохо изучен.

Отмечена весьма интенсивная дислоцированность пород, выполняющих систему южных периклиналильных прогибов Урала. На южном погружении Зилаирского синклинория в Актюбинском Приуралье они смяты в систему крутых линейных складок, часто нарушенных крупными разломами. При движении на юг отмечается ослабление складчатости.

В Кызылкумских возвышенностях и в более внутренних районах Тянь-Шаня породы верхнего структурного яруса фундамента также достаточно интенсивно дислоцированы, в общем сохраняя более древний структурный рисунок. Они образуют различные по морфологии складки и часто нарушены крупными разломами.

На обширных территориях Туранской плиты породы верхнего структурного яруса фундамента имеют плащеобразное, относительно спокойное залегание. К этим территориям относятся районы Северного Устюрта и большая часть Туркмении. Здесь средние углы наклона слоев обычно не превышают 20 — 25° . В. С. Архипов и Л. П. Полканова (1965 г.), детально проанализировавшие характер наклона пермо-триасовых пород по кернам глубоких скважин Устюрта, пришли к выводу, что углы падения слоев колеблются от 10 — 12 до 25° и лишь в одном случае (Бейтерек) достигают 45 — 47° . Залегающие выше с перерывом средне-, реже нижнеюрские отложения в этих же скважинах имеют углы наклона слоев, изменяющиеся от 4 до 7° , т. е. угловое несогласие между отложениями пермо-триаса и юры на Устюрте колеблется от 5 — 7 до 40 — 42° . Это наиболее резкое из известных несогласий в разрезе Устюрта. Судя по еще малочисленным и часто неоднозначным данным сейсморазведки, отложения верхнего палеозоя-триаса образуют пологие структуры складчато-глыбового характера.

Структурная карта подошвы верхнего структурного яруса фундамента (см. рис. 92), построенная в основном по материалам сейсморазведки, в ряде случаев совершенно не передает его внутренней структуры. Наиболее четко это видно в желобах типа Мангышлакского. Сейсмический горизонт, связанный с подошвой верхнего палеозоя, здесь залегает значительно положе и дает более простые структурные формы, чем наблюдаемые дислокации пород перми и триаса. Складки, имеющие амплитуду в несколько километров, по этому горизонту отражаются или слабо, или совсем не отражаются. Это явление, по-видимому, с одной стороны, связано с дисгармонией структурных форм верхнего структурного яруса фундамента и поверхности подстилающего субстрата, а с другой — вызвано невозможностью с помощью методов сейсморазведки дать полную картину сложной дислоцированности подошвы верхнего палеозоя (сейсморазведка показывает лишь общую сглаженную ее поверхность). В областях плащеобразного залегания верхнепалеозойско-триасовых пород сейсморазведка также, вероятно, несколько упрощенно передает структуру их подошвы. Соответственно и здесь внутреннее строение этого структурного яруса в действительности сложнее, чем это показано на рис. 92.

Вопрос о структурной принадлежности верхнепалеозойско-триасовых пород герцинид также вызывает серьезные разногласия у многих геологов. По формационным признакам, мощностям и складчатым структурам эти

породы в пределах южных периклинальных прогибов Урала, Мангышлакского желоба, Туаркырского грабена и хр. Банди-Туркестана, безусловно, принадлежат к верхнему структурному ярусу фундамента. Значительно сложнее определить структурную принадлежность верхнепалеозойско-триасовых толщ в районах их плащеобразного залегания.

К югу от Атжаксинского и Чаграйского периклинальных прогибов Урала верхнепалеозойско-триасовые толщии пород распространяются в сторону Северного Устюрта. В его пределах они занимают обширную область и залегают в виде почти сплошного покрова, мощность которого достигает 4 км. В настоящее время материалов по строению верхнепалеозойско-триасовых толщ Северного Устюрта, как уже упоминалось выше, еще очень мало. Скважинами вскрыты только верхние горизонты этого комплекса — красноцветная моласса верхней перми — нижнего триаса. Наклон слоев этого комплекса составляет первые десятки градусов. Об относительно слабой дислоцированности верхнепалеозойско-триасовых пород в пределах Северного Устюрта свидетельствуют и материалы сейсморазведки. Таким образом, верхнепалеозойско-триасовые толщии, выполняющие южные периклинальные прогибы Урала и смятые здесь в сложную систему линейных складок, на юг переходят в область широкого плащеобразного залегания, занимая территорию Северного Устюрта, западной части Аральского моря и п-ова Бузачи. В этом же направлении наблюдается и общее постепенное уменьшение дислоцированности рассматриваемого комплекса пород.

Близкие по формационной характеристике и условиям залегания толщии пород верхнего палеозоя и триаса распространены к югу от Мангышлакского желоба, перекрывая большую часть южной половины Турана.

Красноцветные песчано-глинистые породы верхней перми и нижнего триаса обнаружены на западном побережье Каспийского моря на территории Скифской плиты. Они здесь резко несогласно залегают на различных подстилающих горизонтах карбона и нижней перми, достаточно интенсивно дислоцированы и представляют собой формации миогеосинклинального ряда (Мирчинк и др., 1963). Это дало основание ряду исследователей (Мирчинк и др., 1962, 1963) красноцветные породы пермо-триаса выделить в качестве самостоятельного структурного яруса. Однако если их структурное выделение, по-видимому, справедливо для Скифской плиты, то распространять возрастной интервал этого структурного яруса на территорию Туранской плиты вряд ли правильно. Огромная мощность донижнетриасовых пород Мангышлакского желоба, измеряемая с учетом геофизических материалов многими километрами, указывает на то, что они образовались не только в верхнепермское, но и, скорее всего, в нижнепермское и частично в каменноугольное время. Подтверждением этого является обнаружение в низах каратауского комплекса пород п-ова Мангышлак флоры пермо-карбонового облика (Сикстель, 1964). В Южно-Уральской системе периклинальных прогибов отложения нижнего триаса и верхней перми структурно и формационно связаны с нижележащими породами нижней перми, верхнего и среднего карбона, образуя с ними единый структурный ярус. В горных обрамлениях юго-востока Туранской плиты породы нижнего триаса — верхней перми, как указывалось выше, также не могут быть выделены в самостоятельный структурный ярус и отделены от нижележащих образований нижней перми — среднего карбона.

Верхняя часть рассматриваемого комплекса пород западного побережья Каспия, п-ова Бузачи и Северного Устюрта к северу без существенных изменений непосредственно переходит в мощные пестроцветные породы верхней перми и триаса Прикаспийской синеклизы Русской докембрийской плиты, которые, безусловно, входят в состав платформенного чехла.

Приведенные данные по характеру строения и распространения верхнепалеозойско-триасовых толщ северной части Туранской плиты не позволяют интерпретировать их однозначно. С одной стороны, эти толщии непо-

средственно переходят в разновозрастные образования, выполняющие систему южных периклинальных прогибов Урала, Мангышлакский внутренний прогиб и входящие в состав верхнего структурного яруса фундамента. С другой стороны, через территорию западной части Южно-Эмбенского гравитационного максимума и северную часть дна Каспийского моря они сливаются с разновозрастными платформенными толщами Прикаспийской синеклизы. К тому же степень дислоцированности и структурный план плащеобразно залегающих верхнепалеозойско-триасовых толщ северной части Туранской плиты и вышележащих мезозойских отложений платформенного чехла близки.

Все это говорит о том, что в настоящее время трудно окончательно решить вопрос: следует ли относить толщи верхнепалеозойско-триасовых пород к фундаменту или платформенному чехлу.

Толщи плащеобразно залегающих пород верхнего палеозоя и триаса мы относим к верхнему структурному ярусу фундамента. Это основано на их формационном сходстве с разновозрастными образованиями системы южных периклинальных прогибов Урала, Мангышлакского и Туаркырского прогибов. Кроме того, в части Туранской плиты, имеющей палеозойский складчатый фундамент, в районах Центрального Казахстана и Западной Сибири средне- и верхнепалеозойские толщи пород, относимые к верхнему структурному ярусу фундамента, также образуют обширные участки плащеобразного залегания, слабо дислоцированы и их структурный план близок к структурному плану вышележащих мезо-кайнозойских отложений платформенного чехла. Иногда без существенных изменений они выпескиваются в окраинные районы Сибирской докембрийской платформы и входят в состав ее платформенного чехла (Моссаковский, 1965).

В последние годы толщи, которые соответствуют верхам геосинклинального развития и низам платформенного, часто стали относить к переходным, а время их образования выделять в качестве самостоятельного «переходного» (промежуточного) этапа развития, равноценного геосинклинальному и платформенному (Крылов, Дитмар и Летавин, 1964; Мелешенко и Янов, 1960; Мирчинк и др., 1962, 1963). С нашей точки зрения, выделение «переходного» этапа нецелесообразно. Оно не раскрывает существа явления и уводит исследователей от конкретного изучения и сравнения этих толщ. К переходным толщам обычно относят совершенно различные в структурном и формационном отношении породы, что еще больше осложняет разделение фундамента и платформенного чехла. Так, например, основываясь главным образом на возрастном единстве, к этим толщам относят такие разнородные формации, как таврическая формация Горного Крыма, пермо-триасовые отложения Турана, образования пермо-триаса и рэт-лейаса Тургайской равнины и т. д. (Крылов, Дитмар и Летавин, 1964).

При дальнейшем изучении плащеобразно залегающих толщ верхнего палеозоя и триаса очень важным является решение вопроса о возрасте их нижних и верхних горизонтов и выявление соотношений с подстилающими и перекрывающими породами. Новые материалы, полученные в результате бурения глубоких скважин и сейсморазведочных исследований, позволят более обоснованно подойти к решению этого вопроса.

СХЕМА ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ФУНДАМЕНТА (со снятием его верхнего структурного яруса)

Вопрос о соотношении палеозойских складчатых систем Урала, Тянь-Шаня и Центрального Казахстана, погружающихся под платформенный чехол Туранской плиты, имеет большое теоретическое и практическое значение и поэтому давно интересовал геологов. Общие схемы строения фундамента этой территории приведены в работах А. Д. Архангельского (1923, 1932, 1941), А. Д. Архангельского и В. В. Федынского (1936),

А. Д. Архангельского и др. (1937), Д. В. Наливкина (1933), А. Н. Мазаровича (1938), В. В. Белоусова (1948), А. Л. Яншина (1945, 1948, 1951), Б. А. Петрушевского (1955) и др. Появившийся за последнее десятилетие большой буровой и в особенности геофизический материал позволил для ряда участков Туранской плиты составить более детальные схемы строения фундамента. Такие схемы за последнее время опубликованы многими исследователями (Годин, 1957б, 1961; Самодуров, 1957; Годин и др., 1958; Мазина, 1958; Борисов, 1960; Борисов и Рыманов, 1960; Борисов и др., 1960; Гарецкий и Шрайбман, 1960; Касаткин, 1960; Сытин, Чихачев и Чуенко, 1960; Неволин, 1958б, 1961; Мазина и Овечкин, 1958, 1961; Мазина и Ксенофонов, 1961; Михайлов и Ларионов, 1961; Глазунова, Голуб и Макарова, 1961; Мелькановицкий, 1962; Пятков и Бухарин, 1962; Пятков, Пяновская и Бухарин, 1963; Лихачев и др., 1963; Князев и др., 1963; Грешнер, Бачин и Иванов, 1963; Калинин, 1963; Гарьковец, 1964а, б; Бухарин, Пяновская и Пятков, 1964; Голуб, 1964; Глазунова, 1964; Левин, Байбулатова и Куприн, 1964; Манилов, 1964; Гарецкий, 1964; Самодуров, 1965, и др.). В. И. Попов (1960, 1964) опубликовал мелкомасштабную схему строения Средней Азии и фундамента Туранской плиты, основанную на предлагаемой им «ядерной теории» развития земной коры.

На основании комплекса геолого-геофизических материалов представляется возможным составить схему внутренней структуры фундамента всей территории Туранской плиты со снятием его верхнего структурного яруса (см. рис. 94). Эта схема является расширенным по охваченной площади и уточненным вариантом схемы строения фундамента северной части Туранской плиты, опубликованной ранее (Гарецкий и Шрайбман, 1960).

Как указывалось выше, на северо-востоке Туранской плиты, примыкая к Центральному Казахстану, выделяется область каледонской складчатости. Вся южная часть Туранской плиты от Каспийского моря на западе до Тянь-Шаньской области эпиплатформенного орогенеза на востоке соответствует зоне погребенных субширотных герцинских складчатых сооружений. В северной части Туранской плиты, к западу от каледонских сооружений, лежит область субмеридиональных герцинид (уралид). Ниже мы приводим описание строения фундамента этих трех областей.

Каледонские складчатые образования

На западе погребенные каледониды обрезаны уралидами по Восточно-Уральскому региональному шву (Гарецкий и Шрайбман, 1960). Отрезок этого шва, проходящий в Тургайской равнине, обычно называется Центрально-Тургайским разломом (Мазина и Овечкин, 1961).

На юго-западе область каледонских складчатых образований под платформенным чехлом соприкасается с герцинскими сооружениями продолжающихся к северо-западу дуг Тянь-Шаня. Эта граница проходит почти широтно в районе Чимкента, резко поворачивает на юг западнее Ташкента и после пересечения р. Сыр-Дарья еще более резко поворачивает на северо-запад, продолжаясь в этом направлении до смыкания с Восточно-Уральским швом. На всем ее протяжении происходит резкая смена характера магнитного поля: сильно возмущенного, осложненного многочисленными интенсивными локальными аномалиями (ΔT)_a на территории предполагаемых герцинид на относительно более спокойное, с общим отрицательным аномальным фоном (на площади предполагаемых каледонид). На многих участках этой границе соответствуют зоны высоких градиентов поля (ΔT)_a, а местами и полосы больших градиентов на наблюдаемом и остаточном гравитационных полях. Все это позволяет предполагать, что описываемая граница представляет собой крупный региональный шов, который состоит из ряда кулисообразно подставляющих друг друга звеньев.

В северо-западном направлении далеко в глубь каледонид по Каратау-

скому разлому, отчетливо фиксирующемуся по геологическим и геофизическим данным, внедряется герцинская структура Большого Каратау, подробнее описанная ниже.

В области развития погребенных каледонид Туранской плиты выделяются две системы: на севере — центральноказахстанская, с простиранием основных структур от меридионального (между Кустанайской седловиной и оз. Челкар-Тениз) до северо-восточного (ближе к Кокчетавскому поднятию), на юге — система погребенного продолжения северных дуг Тянь-Шаня, для которой характерны северо-западные простирания структур.

В северной части Тургайской равнины, восточнее Восточно-Уральского регионального шва, наблюдается чрезвычайно спокойное отрицательное магнитное поле. Здесь по карте магнитных аномалий очень трудно выделить частные тектонические зоны, хотя по данным бурения вырисовывается ряд крупных палеозойских структур, имеющих юго-юго-западное простирание и являющихся продолжением структур, известных в открытой части Центрального Казахстана. В этом районе можно наметить продолжения Марьевского синклинория, Кокчетавского антиклинория, Калмыккульского синклинория, Джаркаинагачского и Арганатинского антиклинориев. Эти структуры прослеживаются на юго-запад. К западу от Марьевского синклинория, уже под осадочным покровом, Е. А. Мазина и Н. К. Овечкин (1958) выделяют Убагано-Ефимовский антиклинорий.

На юге Центрального Казахстана можно проследить подземные продолжения антиклинориев и синклинориев Улутауского поднятия. На западе выделяется Кияктинский антиклинорий, который отмечается полосой относительных максимумов силы тяжести, протягивающейся почти меридионально. На севере, по-видимому, происходит замыкание антиклинория. Его длина равна 250 км, ширина на севере достигает 60 км, уменьшаясь к югу до 20 км. На востоке Кияктинский антиклинорий ограничен разломом, который закартирован в открытой части пород фундамента и, судя по полосе повышенных градиентов силы тяжести, продолжается далее на юг на всем протяжении антиклинория. По его западному краю, вероятно, также имеется разлом, о существовании которого свидетельствует полоса значительных повышенных градиентов силы тяжести.

Восточнее расположен Байконурский синклинорий, которому как в открытой, так и в закрытой платформенным чехлом частях соответствует значительный линейно вытянутый минимум силы тяжести. Ширина синклинория достигает 25—50 км, а длина превышает 350 км.

Байконурский синклинорий отделен от следующего к востоку Майтубинского антиклинория разломом. Эта структура, по-видимому, очень скоро после ее погружения под платформенный чехол выклинивается. Разлом, ограничивающий ее с востока, сливается с разломом, идущим по ее западному краю, и далее идет по полосе повышенных градиентов силы тяжести вдоль восточного края Байконурского синклинория, отделяя от него Карсакпайский синклинорий. Последний в обнаженной части имеет ширину всего 10—20 км, но к югу расширяется до 50—80 км. Он выделяется вначале интенсивными максимумами силы тяжести, которые к югу становятся значительно меньшими.

У восточной окраины описываемой территории лежит Улутауский антиклинорий, выделяющийся отрицательными значениями силы тяжести, связанными с широким развитием в его пределах гранитных массивов.

Описанные структуры меридионального простирания под углами 45—50° подходят к структурам Каратау, простирающимся на северо-запад. Они имеют торцовое сочленение по разлому, который отражается резко выраженной полосой повышенных градиентов силы тяжести.

Отмеченный выше разлом проходит по северо-восточному краю интенсивного линейно вытянутого гравитационного максимума, по-видимому, связанного с подземным продолжением геантиклинальной зоны Малого

Каратау. Ширина зоны этого максимума 30—35 км. Он протягивается на расстояние 170 км к северо-западу от окончания хр. Каратау и в районе песков Арыском быстро суживается и затухает. Одновременно происходит затухание разлома, сопровождающего зону максимума с северо-востока. Зона Малого Каратау на карте магнитных аномалий отражается рядом сравнительно интенсивных магнитных максимумов, которые фиксируются на общем отрицательном фоне поля (ΔT)_a. Магнитные аномалии имеют здесь четкое северо-западное простирание.

Зона Малого Каратау от расположенного юго-западнее Большого Каратау отделена Каратауским разломом, который непосредственно от северо-западного окончания кряжа отчетливо прослеживается по ясно выраженной полосе повышенных градиентов силы тяжести до меридиана 65° на расстоянии более 220 км. Как полоса высоких градиентов, так и все аномалии силы тяжести на этом отрезке имеют выдержанное северо-западное простирание. Близ пересечения меридиана 65° Каратауский разлом уловлен сейсморазведочным профилем, проведенным от ст. Джусалы до Байконура (Самодуров, 1957). Примерно в 85—95 км от ст. Джусалы профиль пересек крупный грабен с относительным погружением поверхности фундамента более 1000 м. К юго-западу от грабена граничные скорости преломленных волн в породах фундамента колеблются от 5100 до 6000 м/сек, а к северо-востоку — от 3000 до 4000 м/сек. Разлому, ограничивающему грабен на северо-востоке, соответствует сброс, выявленный на поверхности в меловых и палеогеновых отложениях. По цепочке линейных положительных магнитных аномалий Каратауский разлом может быть продолжен еще дальше к северо-западу почти до меридионального Восточно-Уральского регионального шва (восточной границы уралид). На сейсморазведочном профиле Ирғиз — Байконур (данные Б. А. Кулубекова и М. С. Боровика) на участке пересечения им разлома в районе оз. Челкар-Тениз отмечается углубление кровли фундамента на 200 м и уменьшение граничных скоростей с 6000 до 4800 м/сек. Это углубление поверхности фундамента, возможно, является окончанием одного из грабенов, развитых в приразломной полосе между Малым и Большим Каратау.

Юго-западная граница зоны Большого Каратау хорошо намечается разломом, отделяющим его от выходов пород нижнего протерозоя сопки Чаулинчи близ ст. Чиили. Далее на северо-запад эта граница прослеживается по полосе несколько повышенных градиентов силы тяжести, идущей вдоль р. Сыр-Дарьи, а затем по положительным пикам магнитных аномалий к Восточн.-Уральскому региональному шву, к которому она подходит под острым углом, образуя с ним торцовое сочленение. От сопки Чаулинчи разлом по полосе повышенных градиентов силы тяжести может быть продолжен вплоть до смыкания с субширотным разломом ограничения каледонид в районе Чимкента.

К юго-западу от Большого Каратау по магнитной карте можно выделить Сыр-Дарьинскую¹ зону, которая включает выход нижнепротерозойских пород в сопках Чаулинчи. Она характеризуется спокойным магнитным полем с относительно пониженным региональным фоном. В пределах этой зоны отсутствуют аномалии с ясно выраженным простиранием. Сыр-Дарьинская зона условно выделена нами как геоантиклинальная, так как в нее входят сопки Чаулинчи, сложенные породами нижнего протерозоя.

К юго-западу от Сыр-Дарьинской зоны расположена Коксенгирская зона, в пределах которой выделяется крупная положительная аномалия (ΔT)_a, с ясно выраженным северо-западным простиранием. В юго-западной части зоны магнитное поле становится отрицательным и появляется ряд локальных аномалий значительной интенсивности.

¹ Ранее мы эту зону вместе с расположенной юго-западнее объединяли в Коксенгирскую зону. Под последним названием мы выделяем сейчас более ограниченную зону (Гарецкий и Шрайбман, 1960).

Субширотные герциниды (тяньшаниды)

К югу и юго-западу от области каледонид расположена обширная территория, которая занимает большую часть Туранской плиты и характеризуется преобладанием магнитных и гравитационных аномалий широтного и северо-западного простираний. Фундамент ее принадлежит к субширотным герцинидам. В восточной части этой территории на современную поверхность выходят герцинские структуры Тянь-Шаня, отдельными выходами обнажающиеся далеко к западу в районах Кызылкумских гор и Султан-Уиздага.

Граница субширотных герцинид с каледонскими складчатыми сооружениями была описана выше. На юге субширотные герциниды имеют довольно четкую границу с альпийской складчатой областью. На северо-западе они по региональному шву соприкасаются с докембрийской Русской плитой. На севере субширотные герциниды сопряжены с субмеридиональными (уралидами). Вопрос о проведении этой границы представляет наибольшие трудности и давно обсуждается в литературе. Различные точки зрения по этому поводу разобраны А. Л. Яншиным (1951), Б. А. Петрушевским (1955) и нами (Гарецкий и Шрайбман, 1960). В последнее время ряд исследователей (Гарьковец, 1964а, б; Бухарин, Пяновская, Пятков, 1964) выдвигает предположение о непосредственном переходе субширотных герцинид Тянь-Шаня в субмеридиональные герциниды Урала. По нашему мнению, более вероятно торцовое сочленение этих складчатых систем, хотя и не исключена возможность непосредственного перехода некоторых зон Урала в соответствующие зоны Тянь-Шаня. Возможный вариант торцового сочленения с проникновением отдельных зон более молодых уралид в пределы более древних субширотных герцинид показан на схеме (см. рис. 94).

Тянь-Шань, представляющий собой одну из крупнейших линейных складчатых палеозойских систем, состоит из большого числа отдельных тектонических зон, которые отличаются друг от друга по составу и возрасту слагающих их пород, по магматизму и типам структур (Пейве, 1938; Сеницын, 1957; Н. М. Сеницын и В. М. Сеницын, 1958; Резвой, 1959; Виноградов и др., 1958; Огнев, 1959; Кухтиков, 1964, и др.). Согласно последним схемам тектонического районирования (Виноградов и др., 1958; Огнев, 1959, и др.), герцинская часть Тянь-Шаня подразделяется на ряд крупных структурно-фациальных зон (с юга на север): Гиссарскую, Алай-Кокшаальскую (Южный Тянь-Шань) и Чаткало-Нарынскую (Средний Тянь-Шань). В свою очередь эти зоны делятся на более мелкие подзоны. Выделенные в обнаженной части Тянь-Шаня зоны, а нередко и подзоны, по геолого-геофизическим данным удается проследить под платформенным чехлом в глубь Туранской плиты.

Наиболее северной зоной субширотных герцинид является зона Большого Каратау, которая продолжает Угамскую подзону Чаткало-Нарынской зоны и далеко вдается в каледонскую складчатую область по ограничивающим ее разломам (Гарецкий, 1964; Самодуров, 1965). Она, по-видимому, заложилась на каледонском консолидированном основании. Зона Большого Каратау в районе обнаженной части кряжа занимает полосу шириной 50 км. Под покровом осадочного чехла к северо-западу она, несколько расширяясь, почти подходит к Восточно-Уральскому региональному шву. На карте (ΔT) фиксируется серия интенсивных локальных аномалий северо-западного простирания, соответствующих разломам, ограничивающим эту зону.

Большой Каратау обычно считается герцинским складчатым сооружением. Однако сравнение разрезов и структур Большого Каратау и типичных герцинид Южного Тянь-Шаня показывает значительные различия между ними. В Большом Каратау наблюдается перерыв, падающий на

силур и низы нижнего девона, а средний девон представлен красноватой формацией. В герцинидах же Южного Тянь-Шаня присутствуют мощные морские геосинклинальные толщи силура, нижнего и среднего девона. От каледонид Большой Каратау отличается лишь тем, что в его юго-восточной и центральной частях развиты мощные толщи сложно дислоцированных пород среднего девона и нижнего карбона, а также имеются проявления верхнепалеозойского магматизма. Последние вдоль зоны Большой Каратау ослабевают к северо-западу. В этом же направлении уменьшается мощность верхнедевонско-нижнекаменноугольных отложений, а их структуры становятся более простыми. К северо-западу от разлома, который по диагонали сечет Большой Каратау немного западнее меридиана 68° (Эз, 1962; Макарычев и Пазилова, 1963), история геологического развития Большой Каратау и Байконурского синклинория Центрального Казахстана характеризуется очень сходными чертами. Все эти факты (особенно существование красноцветной среднедевонской формации) позволили даже Большой Каратау относить к области каледонской складчатости Казахстана (Гарецкий и Шрайбман, 1960; Гарецкий, Книппер и Самодуров, 1962). Однако наиболее правильно, пожалуй, рассматривать зону Большой Каратау как крупный приразломный многогеосинклинальный прогиб герцинской области Тянь-Шаня, развивавшийся на каледонском основании и затухавший к северо-западу.

По отчетливо выделяющейся полосе сильно возмущенного магнитного поля с интенсивными локальными аномалиями Кураминская подзона Чаткало-Нарынской зоны Среднего Тянь-Шаня также может быть продолжена под платформенным чехлом далеко на северо-запад. В погруженной части она называется нами Кураминско-Коспечинской. Не менее четко эта зона выделяется по гравитационной характеристике — интенсивной отрицательной остаточной аномалией силы тяжести. Она прослеживается от выходов палеозоя на поверхность в северо-западном направлении до меридиана г. Джусалы, где упирается в южное окончание Восточно-Уральского регионального шва. Кураминско-Коспечинская зона, так же как и зона Большой Каратау, по-видимому, развилась на каледонском основании, захватив окраинную часть каледонской области, о чем, в частности, свидетельствует разрез Кураминских гор, включающий красноцветную формацию среднего девона.

Палеозойские отложения Кызылкумов К. К. Пятков и А. К. Бухарин (1962) подразделили на пять структурно-фациальных подзон (с юга на север): Кульджуктаускую, Ауминзатау-Бельтаускую, Тамдытаускую, Южно-Букантаускую и Северо-Букантаускую. Они различаются историей тектонического развития с раннепалеозойского до среднекаменноугольного времени (Пятков и Пяновская, 1964). По характеру разреза и геологическому развитию эти подзоны могут быть отнесены к Алай-Кокшаальской зоне Южного Тянь-Шаня, причем Кульджуктауская подзона сопоставляется с Зеравшано-Алайской, Ауминзатау-Бельтауская — с Зеравшано-Туркестанской, Тамдытауская и Южно-Букантауская — с Туркестано-Алайской и Северо-Букантауская — с Карачатырской (Бухарин, Пяновская и Пятков, 1964). Границами структурно-фациальных зон и подзон как в обнаженной, так и в погруженной частях фундамента служат глубинные разломы.

По геофизическим данным, Алай-Кокшаальская зона также хорошо прослеживается от хребтов Тянь-Шаня к западу в Центральные Кызылкумы. На карте (ΔT)*a* эта зона выделяется относительно слабоинтенсивным магнитным полем и довольно четко подразделяется на две подзоны: северную, с более повышенным общим региональным фоном магнитного поля и наличием ряда интенсивных локальных аномалий с нечетко выраженным запад-северо-западным простиранием, и южную, с отрицательным региональным фоном и наличием слабоинтенсивных линейных аномалий того

же запад-северо-западного простирания. На карте аномалий Буге Алай-Кокшаальская зона отмечается интенсивными линейными локальными аномалиями, имеющими в основном субширотное простирание. На карте остаточных аномалий силы тяжести она выделяется интенсивным региональным минимумом.

По указанным геофизическим данным Алай-Кокшаальская зона может быть уверенно прослежена от выходов палеозоя в Тянь-Шане до западного окончания Букантау. Далее к западу на продолжении северной подзоны расположена своеобразная Бельтауская зона, для которой характерно мозаичное магнитное поле с резко интенсивными локальными максимумами (Гарецкий и Шрайман, 1960). Южная подзона по геофизической характеристике, с некоторой долей условности, может быть прослежена до Султан-Уиздага и далее через юго-западную часть Аральского моря на Кассарминскую мегантиклиналь (Кассарминско-Султан-Уиздагская подзона).

Южная часть территории Аральского моря и Северный Устюрт расположены на западном продолжении описанной выше зоны, однако геофизическая характеристика этих районов иная: на слабо возмущенном магнитном поле здесь выделяются малоинтенсивные аномалии запад-северо-западного простирания; гравитационное поле в районе Северного Устюрта представляет собой крупный региональный минимум, в пределах которого выделяются слабоинтенсивные локальные аномалии, а остаточное гравитационное поле характеризуется высокими значениями аномалий.

Району Гиссарского и Каратегинского хребтов Южного Тянь-Шаня соответствует Гиссарская структурно-фациальная зона. Как эта зона, так и расположенная к югу территория Таджикской впадины имеют общую магнитную характеристику и могут быть объединены в единую Гиссаро-Аму-Дарьинскую зону. Ее магнитное поле характеризуется чередованием положительных и отрицательных аномалий (ΔT)_a с ясно выраженными широтными и северо-западными простираниями. По таким особенностям магнитного поля Гиссаро-Аму-Дарьинская зона может быть прослежена на запад-северо-запад до излучины р. Аму-Дарьи в районе Питняка, где она выклинивается. В ее северной части выделяется линейная региональная положительная магнитная аномалия длиной около 400 км и шириной до 25 км, ограниченная с обеих сторон высокими градиентами поля (ΔT)_a и осложненная на всем протяжении серией интенсивных локальных максимумов и минимумов. Она отражает полосу регионального Бухарского разлома. Южная граница Гиссаро-Аму-Дарьинской зоны проведена по полосе высоких градиентов поля (ΔT)_a.

В юго-восточной части зоны, в районе Таджикской впадины и юго-западных отрогов Гиссара, простирание аномалий Буге не совпадает с простиранием магнитных аномалий и имеет субмеридиональное направление. Это связано с тем, что гравитационные аномалии отражают развитые здесь структуры, возникшие в результате эпиплатформенного орогенеза. На северо-западе зоны простирание гравитационных и магнитных аномалий становится согласным. Северная и южная границы зоны на протяженных участках отображаются полосами высоких градиентов силы тяжести. В остаточном поле силы тяжести четко выделяется северная граница зоны и менее ясно — южная.

Следующая к юго-западу обширная зона, выделенная под названием Бузачинско-Каракумской¹, протягивается от п-ова Бузачи через Центрально-Каракумский свод в Юго-Восточную Туркмению. Северо-западная

¹ Следует отметить, что зоны, намеченные нами (главным образом по геофизическим данным) для территории Туркмении, в общих контурах близки к структурно-фациальным зонам (см. рис. 8), выделенным А. В. Глазуновой (1964), хотя подразделения были проведены независимо друг от друга.

часть этой зоны ранее выделялась нами как Бузачинская зона (Гарецкий и Шрайбман, 1960).

В целом Бузачинско-Каракумская зона характеризуется в основном изометричными магнитными аномалиями. Однако в ее северо-западной части имеется несколько аномалий со слабо выраженным широтным простиранием. По присутствию нескольких линейных аномалий (ΔT)_a к юго-западу от среднего течения р. Аму-Дарьи и в районе сора Барсакельмес выделяются две небольшие подзоны. Одна из них была описана нами под названием Барсакельмесской (Гарецкий и Шрайбман, 1960). В центральной части зоны в районе, примерно соответствующем Центрально-Каракумскому своду, намечается особая подзона резко выраженного мозаичного магнитного и гравитационного полей. Этот участок, судя по данным бурения, соответствует области широкого развития в фундаменте пород гранитного ряда.

В гравитационном поле вся Бузачинско-Каракумская зона характеризуется в основном мозаичными и слабо линейными аномалиями. Серией крупных изометричных максимумов эта зона выделяется на карте остаточных аномалий силы тяжести.

Весь юго-запад Туранской плиты от п-ова Мангышлак через залив Кара-Богаз-Гол до Ашхабада объединяется нами в крупную Карагинско-Карабогазскую зону. Она характеризуется линейными локальными магнитными аномалиями северо-западного простирания. На северо-западе зоны (в пределах ранее выделявшейся нами Карагинской зоны) магнитные аномалии имеют слабую интенсивность.

В районе залива Кара-Богаз-Гол внутри описываемой зоны отчетливо оконтуривается подзона, примерно соответствующая Карабогазскому своду. Она характеризуется интенсивными локальными аномалиями с преимущественным северо-западным простиранием. На северо-востоке эта подзона ограничена крупным Туаркырским разломом, который намечается линейными магнитными аномалиями и полосой высоких градиентов силы тяжести.

На северо-западе и крайнем юго-востоке Карагинско-Карабогазской зоны наблюдаются отрицательные аномалии Буге, а в ее центральной части, соответствующей Туаркыру и Карабогазскому своду, они интенсивно положительны, причем в Карабогазской подзоне они не имеют ясно выраженного простирания.

Району развития в платформенном чехле Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей соответствует зона интенсивной верхнетриасовой складчатости фундамента (Яншин, 1951; Гарецкий и Шрайбман, 1960; Гарецкий, 1962а, б; Шлезингер, 1965а, б). Эта зона выделяется интенсивными максимумами аномалий Буге, и ей соответствует минимум остаточных аномалий силы тяжести. С севера Мангышлакская зона ограничена Северо-Мангышлакским региональным разломом, хорошо выделяющимся как по геологическим, так и по геофизическим данным (Гарецкий и Шрайбман, 1960; Неволин, 1961; Шлезингер, 1965а, б). Восточная часть этой зоны наложеном развилась на проходящей здесь в северо-западном направлении более древней Бузачинско-Каракумской зоне тяньшанид.

Триасовый возраст интенсивной складчатости характерен и для Туаркырской зоны, которой в платформенном чехле соответствует система мегантиклиналей и мегасинклиналей. В центральной и северо-западной частях эта зона выделяется максимальными значениями аномалий Буге. Ей отвечает широкая полоса градиентов остаточных аномалий силы тяжести, осложненная серией максимумов и минимумов. Юго-восточная часть зоны по геофизическим и геологическим материалам прослеживается неуверенно и в районе к западу от Теджена выделена условно. На юго-западе Туаркырская зона ограничена Туаркырским разломом, который протяги-

вається от берега Каспійського моря до району г. Ашхабада и хорошо выделяется интенсивными линейными аномалиями магнитного поля и высокими градиентами силы тяжести. Западная часть Мангышлакской зоны и вся Туаркырская зона развивались согласно с более древними зонами Тяньшанид.

Субмеридиональные герциниды (уралиды)

Самая крайняя с запада крупная структура Южного Урала — Зилаирский синклинорий, который выделяется линейными отрицательными аномалиями силы тяжести. Зона, соответствующая погребенному продолжению этой структуры, полосой в 80 км на севере и до 15—20 км на юге, протягивается почти до широты северных чинков Устюрта и здесь в виде расширяющегося к югу раструба сливается с обширной Северо-Устюртской зоной.

Отделяясь крупным Сакмарско-Кокпектинским разломом (Гарецкий и Шрайбман, 1958, 1960), к востоку от последнего расположена осевая зона Урала (иногда разделяемая на зону Уралтау и тесно связанную с ней Сакмарскую зону), которая прослеживается по полосе унаследованных антиклиналей далеко на юг до северных чинков Устюрта. Она характеризуется рядом малоинтенсивных магнитных аномалий, на фоне которых местами появляются интенсивные максимумы, отражающие расположенные под осадочным чехлом массивы ультрабазитов. В гравитационном поле осевой зоны Урала на севере соответствует полоса повышенных градиентов силы тяжести. Значения силы тяжести увеличиваются здесь в сторону следующей к востоку Зеленокаменной полосы. На юге в пределах осевой зоны фиксируется крупный Кокпектинский гравитационный максимум, связанный с очень большим погребенным массивом ультрабазитов (Гарецкий и Яншин, 1959; Коблов, 1961). Этот максимум имеет меридиональное простирание и затухает в районе северного чинка Устюрта, где происходит торцовое сочленение уральских структур этой зоны с Тяньшаньскими.

К востоку от осевой зоны Урала расположена Зеленокаменная геосинклинальная зона, к центральной части которой приурочен сложенный эффузивами силура и нижнего девона главный Мугуджарский хребет. Эта зона четко выделяется на магнитной карте чрезвычайно интенсивным резко аномальным магнитным полем. Аномалии имеют ясно выраженную линейную форму и меридиональные простирания. У параллели 48° магнитные максимумы резко затухают и южнее в пределах зоны следятся минимумы.

Зеленокаменная зона отмечается положительными максимумами силы тяжести меридионального простирания, которые прослеживаются почти до северных чинков Устюрта, где происходит резкая смена простираний аномалий на широтные.

К востоку от Зеленокаменной зоны, отделяясь от нее крупным разломом, лежит Урало-Тобольская геосинклинальная зона. Ограничивающий ее с запада разлом в погребенной части устанавливается по ряду линейных магнитных аномалий, совпадающих с полосой высоких градиентов силы тяжести. Магнитное поле в пределах Урало-Тобольской зоны значительно меньшей интенсивности, чем в предыдущей зоне, с явно отрицательным фоном. На севере аномалии имеют меридиональное направление, а на крайнем юге они частично приобретают северо-западное простирание. Зона характеризуется пониженным гравитационным полем. Аномалии силы тяжести имеют изометричную форму с некоторым преобладанием меридиональных простираний. На юге, у северных чинков Устюрта, зона ограничивается Северо-Уральским максимумом силы тяжести. Следовательно, и эта зона прослеживается только до северных чинков Устюрта.

Следующие далее на восток зоны уралид, простирающиеся под платформенным чехлом далеко к югу от области выхода палеозоя на поверхность, мы выделяем под двойными названиями.

В Прииргизско-Куландинской зоне магнитное поле становится более интенсивным. Здесь прослеживается серия положительных магнитных аномалий, которые имеют долготные простирания. Они протягиваются южнее п-ова Куланды через о. Возрождения к юго-западному углу Аральского моря. Здесь эта зона под острым углом подходит к южной Кассарминско-Султан-Уиздагской подзоне тяньшанид, пересекая, таким образом, западное продолжение северной подзоны Алай-Кокшаальской зоны тяньшанид. До этой же широты Прииргизско-Куландинская зона прослеживается по ряду интенсивных аномалий силы тяжести четкого меридионального простирания.

Следующая к востоку Аятско-Тугузская зона характеризуется спокойным отрицательным магнитным полем. Она протягивается до центральной части Аральского моря. На общем отрицательном фоне аномалии Буге в пределах этой зоны фиксируется ряд максимумов, не имеющих четкой линейной формы. В какой-то степени гравитационное поле этой зоны напоминает гравитационную характеристику Урало-Тобольской зоны.

Еще восточнее расположена Кустанайско-Аральская зона, которой отвечает возмущенное магнитное поле с серией линейных интенсивных положительных аномалий устойчивого субмеридионального простирания. Эта зона прослеживается на юг вдоль восточного берега Аральского моря вплоть до Кассарминско-Султан-Уиздагской подзоны тяньшанид. Она, так же как и Прииргизско-Куландинская, целиком пересекает северную подзону Алай-Кокшаальской зоны тяньшанид.

Самой восточной целиком погребенной зоной Урала является выделенная нами Жуванская (Гарецкий и Шрайбман, 1960). Она начинается восточнее г. Кустаная и прослеживается на юг до Северо-Букантауского разлома. Зона характеризуется спокойным отрицательным магнитным полем.

На юге Кустанайско-Аральской и Жуванской зон выделяется упоминавшаяся выше своеобразная Бельтауская зона мозаичного магнитного поля, частично захватывающая и прилегающий участок северной подзоны Алай-Кокшаальской зоны тяньшанид. Она расположена на стыке различных простирающихся систем герцинид и связана, по-видимому, с раздробленным участком фундамента, содержащим большое количество интрузивных внедрений.

Заканчивая описание тектонических зон Уральской складчатой системы, следует отметить, что зоны, обладающие сходным строением и историей развития, имеют и сходные геофизические характеристики. Так, все геоантиклинальные зоны, для которых характерны выходы древних немагнитных и относительно менее плотных гранито-гнейсовых образований, отмечаются отрицательными магнитными аномалиями слабой интенсивности и пониженными, относительно слабо интенсивными аномалиями Буге. Наоборот, все геосинклиналильные зоны, сложенные мощными толщами эффузивных образований обычно основного состава с высокой магнитной восприимчивостью и значительной плотностью, характеризуются интенсивными положительными магнитными аномалиями и в высокой степени аномальным положительным гравитационным полем.

Глава VIII

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

СТРУКТУРА ПОДОШВЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ (поверхности Мохоровичича)

Для южной части Туранской плиты уже ранее были составлены схемы структуры поверхности Мохоровичича (Годин и др., 1962; Б. С. Вольвовский и др., 1964). Для отдельных районов Туранской плиты схемы глубин поверхности М составлялись по результатам исследований ГСЗ на Каспийском море (Гагелганц и др., 1958; Косминская, 1961), в Юго-Западной Туркмении (Косминская, 1957) и Памиро-Алайской зоне (Гамбурцев и др., 1957; Косминская и др., 1958), а также по результатам сейсмологических исследований на территории Туркмении (Булин, 1963) и прилегающих районов Тянь-Шаня (Крестников, Нерсесов, 1962). В качестве фрагмента из схемы рельефа поверхности Мохоровичича территории Советского Союза А. А. Борисовым и В. В. Федынским (1964) опубликована схема глубинной структуры Средней Азии.

Все перечисленные схемы были построены по результатам сейсмологических или малодетальных исследований ГСЗ и не могли отобразить особенностей строения земной коры, которые установлены в результате детальных исследований ГСЗ, проведенных в последние годы.

На составленной нами схеме глубин подошвы земной коры Туранской плиты (рис. 95) в ее южных и юго-восточных частях заметно увеличение мощностей земной коры. Так, если в районе Устюрта, Приаралья, Карабогазского и Центрально-Колымского сводов глубина залегания поверхности М составляет 30—40 км, то в Бухаро-Хивинской зоне и Предгиссарье она достигает 45 км, а в зоне Предкопетдагского краевого прогиба и Юго-Восточной Туркмении увеличивается до 50 км. Относительные локальные увеличения глубины залегания поверхности М наблюдаются в южной части Кызылкумов и под Султан-Уиздагом. Более резкое увеличение мощности земной коры отмечается в окраинных частях Туранской плиты, в зонах ее сочленения с областью альпийской складчатости Копет-Дага и Тянь-Шаньской областью эпиплатформенного орогенеза. Так, под Копет-Дагом мощность земной коры резко увеличивается до 55 км и более и, вероятно, этому горному сооружению, как и другим альпийским складчатым сооружениям, соответствуют в земной коре «корни». В пределах дна Каспийского моря увеличение мощности земной коры происходит в сторону Терско-Каспийского краевого прогиба, где она приблизительно составляет 45 км. В Южном Каспии и Западно-Туркменской низменности выделяется крупное поднятие поверхности М, которое в общем соответствует Южно-

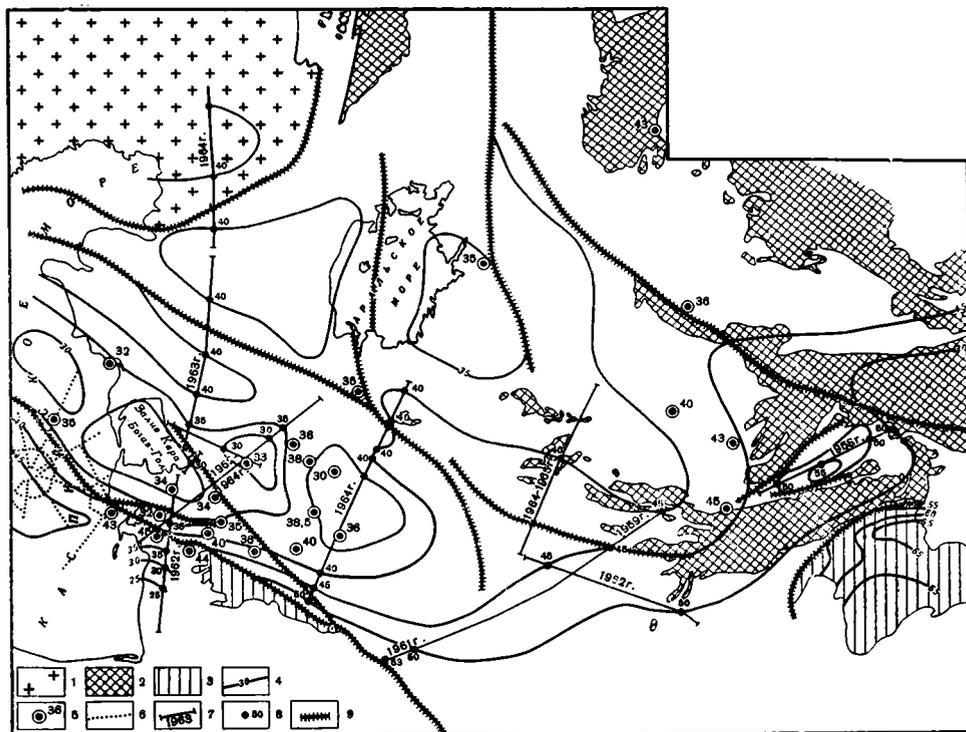


Рис. 95. Структурная схема подошвы земной коры (поверхности Мохоровичича) Туранской плиты. Составили Б. С. Вольвовский, И. С. Вольвовский, Р. Г. Гарецкий, А. Е. Шлезингер, В. И. Шрайбман (по материалам АН Туркменской ССР, ВНИИ Геофизики, ВСЕГЕИ, ГУГ и ОН при Совете Министров Узбекской ССР, ИФЗ АН СССР, МГ и ОН Казахской ССР, Спецгеофизики, УГ и ОН при Совете Министров Туркменской ССР и др.), 1965 г.

1 — Русская плита; 2 — выходы пород фундамента эпипалеозойской платформы на поверхность; 3 — альпийская складчатая область; 4 — стратоногипсы поверхности Мохоровичича; 5 — абсолютные отметки подошвы земной коры по данным сейсмологии и больших варьвов; 6 — профили ГСЗ (точечные зондирования); 7 — профили ГСЗ (непрерывное профилирование); 8 — абсолютные отметки подошвы земной коры по данным ГСЗ; 9 — разломы

Каспийскому максимуму силы тяжести. Глубины до поверхности М в своде этого поднятия, очевидно, не превышают 25 км.

В прилегающей к Туранской плите эпиplatformенной орогенной области Тянь-Шаня мощность земной коры довольно резко увеличивается (до 50 км и более). Ферганской межгорной впадине соответствует локальный неглубокий прогиб в земной коре (до 55 км). Таким образом, обрамляющим Ферганскую впадину хребтам не соответствуют корни гор. Здесь, очевидно, вообще не следует искать локальных разрастаний толщины земной коры, а нужно говорить об общем значительном прогибании поверхности М под всей этой областью, которое компенсирует здесь высочайший горный рельеф.

В пределах Туранской плиты выделяются области относительно приподнятого залегания поверхности М, соответствующие Карабогазскому и Центрально-Каракумскому сводам, Кумсебенской мегантиклинали и Восточно-Аральской впадине. Первое и третье из названных поднятий оконтуриваются изогипсами — 30 км, второе и четвертое — соответственно изогипсами — 37,5 и — 35 км.

Поднятия под Средне-Каспийским, Карабогазским сводами и Кумсебенской мегантиклиналью очерчены общей изогипсой — 35 км и образуют крупную, вытянутую примерно в широтном направлении зону поднятий.

занимающую большую площадь на юго-западе Туранской плиты. К этой же зоне принадлежит Центрально-Каракумское поднятие, юго-восточное погружение которого вырисовывается изогипсой —40 км. В то же время такой крупной положительной структуре, как Мангышлакская, соответствует прогиб по поверхности М (глубже —40 км).

На востоке рассматриваемой территории по рельефу поверхности М также выделяется юго-восточное приподнятая зона. Она оконтурена изогипсой —40 км, имеет юго-восточное простирание и соответствует Кызылкумской и Северо-Нуратинской зонам поднятий поверхности фундамента.

Таким образом, на западе Туранской плиты наблюдается довольно выдержанное закономерное соответствие положительных тектонических элементов поверхности доверхнепалеозойских пород уменьшенным мощностям земной коры и, наоборот, отрицательных элементов — увеличенным мощностям земной коры. Эта закономерность сохраняется в строении земной коры Нуратау и Ферганской межгорной впадины и нарушается в строении земной коры Султан-Уиздага. Это пока единственная по доверхнепалеозойской поверхности положительная структура на Туранской плите, где в земной коре отмечаются корни гор за счет аномально увеличенной здесь мощности «базальтового» слоя.

В Мангышлакской зоне поверхность фундамента образует систему мегантиклиналей и мегасинклиналей, а поверхность Мохоровичича прогнута примерно на 10 км. Такое инверсионное строение земной коры этой зоны связано с аномально большими мощностями верхнего структурного яруса фундамента.

На схеме глубин подошвы земной коры Туранской плиты намечены системы глубинных разломов, выделяемых на поверхности или по данным сейсморазведки в верхних горизонтах земной коры, очень четко отображающихся в характере гравитационного и магнитного полей и отмеченных в профилях ГСЗ по резкому затуханию сейсмических волн, связанных с поверхностью М. В основном системы разломов имеют юго-восточное направление, в общем совпадающее с простиранием выделенных по поверхности М структурных элементов. По некоторым разломам показано смещение поверхности М, что подтверждается сейсмическими профилями.

МОЩНОСТИ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

С целью более детального анализа строения земной коры Туранской плиты мы составили схему мощностей консолидированной коры (рис. 96). Указанная схема построена путем определения разности между глубинами залегания поверхности Мохоровичича и глубинами залегания подошвы верхнего структурного яруса фундамента.

На схеме мощностей консолидированной коры наблюдается общее увеличение ее с запад-северо-запада на восток-юго-восток от 30—35 км в районах Устюрта, Западного и Южного Приаралья и Центральных Каракумов до 35—45 км в Кызылкумах, Бухаро-Хивинской области и Юго-Восточной Туркмении и до 45—50 км в районах Ферганской межгорной впадины и окружающих ее горных хребтов Тянь-Шаня.

В западной части Туранской плиты (Устюрт, Западное и Южное Приаралье, Центральные Каракумы) изменение мощности консолидированной коры не превышает 10 км, т. е. чрезвычайно выдержана. В более восточных районах Туранской плиты (Кызылкумы, Бухаро-Хивинская область, Юго-Восточная Туркмения) мощность консолидированной коры увеличивается, однако контрастность ее изменения остается прежней и только ближе к эпиплатформенной области Тянь-Шаня контрастность значительно увеличивается.

В пределах Туранской плиты изменение мощности консолидированной коры происходит в меньших пределах, чем колебания глубины залегания



Рис. 96. Схема мощностей консолидированной земной коры Туранской плиты. Составили И. С. Вольвовский, Р. Г. Гарецкий, А. Е. Шлезингер, В. И. Шрайбман, 1965
 1 — Русская плита; 2 — альпийская складчатая область; 3 — выходы пород фундамента эпиплатформной платформы на поверхность; 4 — линии равных мощностей консолидированной земной коры

поверхности М. Так, глубина залегания поверхности М от Центральной Каракумов к Предкопетдагскому прогибу изменяется от 30 до 55 км, в это время как мощность консолидированной коры изменяется всего лишь от 30 до 40 км. Такая же закономерность, но более сглаженно, наблюдается и в самых восточных районах Туранской плиты. Уменьшение пределов изменения мощности консолидированной коры по сравнению с общей мощностью связано с тем, что на Туранской плите, как правило, наблюдается согласное залегание всех границ раздела земной коры и потому эти изменения в значительной степени определяются глубиной погружения подошвы платформенного чехла и верхнего структурного яруса фундамента.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В настоящее время одним из основных источников информации о строении верхней мантии в пределах Туранской плиты являются данные гравиметрии. Однако сложность использования этих данных связана с тем, что аномалии силы тяжести отражают суммарное влияние многих факторов, из которых важнейшими являются рельеф и петрографическая неоднородность подкорового слоя.

Построенные в основном по данным сейсморазведки структурные карты Туранской плиты позволяют учесть гравитационное влияние наиболее гравитационно активных границ раздела земной коры и выделить эффект, обусловленный плотностной неоднородностью вещества верхней мантии.

Наиболее выдержанными гравитационно активными границами раздела в земной коре Туранской плиты являются поверхность фундамента и поверхность Мохоровичича. Методика учета гравитационного влияния рельефа поверхности фундамента и построения карты остаточных аномалий силы тяжести была описана выше.

Расчеты гравитационного влияния рельефа поверхности Мохоровичича проведены с постоянной избыточной плотностью, равной $0,3 \text{ г/см}^3$ (см. главу II). В силу того, что размеры структурных осложнений поверхности М соизмеримы с глубиной ее залегания, возникла необходимость проведения расчетов с помощью трехмерных палеток. Гравитационное влияние рельефа поверхности М рассчитано по карте изоглубин с помощью палеток, предложенных М. А. Айзенбергом (1963).

На схеме гравитационного влияния рельефа поверхности Мохоровичича (рис. 97) получили отражение крупные особенности ее структуры. Естественно, что наиболее высокие значения гравитационного влияния наблюдаются в районах сравнительно неглубокого залегания поверхности М (Центрально-Каракумский и Карабогазский своды), а наиболее низкие значения — в районах ее наиболее погруженного залегания (Предкопетдагский прогиб и, конечно, Тянь-Шань). Амплитуда изменений гравитационного эффекта между районами Центральных Каракумов и Предкопетдагского прогиба составляет 150 мгл , а между Центральными Каракумами и Тянь-Шанем (районы Ферганской впадины) достигает $250\text{—}300 \text{ мгл}$.

В результате определения разности между значениями остаточных аномалий силы тяжести ($\Delta g_{\text{ост}} = \Delta g_{\text{н}} - \Delta g_{\text{ф}}$) и значениями гравитационного влияния поверхности Мохоровичича ($\Delta g_{\text{н}}$) получены остаточные аномалии, обозначенные нами $\Delta g'_{\text{ост}}$. По этим результатам построена схема остаточных аномалий (рис. 98), которые в значительной степени освобождены от гравитационного влияния, связанного с особенностями строения земной коры.

В связи с тем, что построение схемы остаточных аномалий проводилось в масштабе $1 : 2\,500\,000$, локальные особенности поля силы тяжести в силу графического сглаживания отражения на ней не получили. Анализ схемы остаточных аномалий позволяет сделать вывод, что изменение остаточных аномалий силы тяжести не представляется возможным объяснить только особенностями строения земной коры (И. С. Вольвовский, Рябой и Шрайман, 1963). К тому же следует учесть два обстоятельства: 1) учет гравитационного влияния промежуточных границ раздела земной коры еще более увеличит амплитуду остаточной аномалии; 2) выбранная для расчета избыточная плотность для поверхности Мохоровичича — $0,3 \text{ г/см}^3$ — является, вероятно, минимально возможной. Подобные расчеты другие исследователи проводят с большими значениями избыточной плотности — $0,4\text{—}0,5 \text{ г/см}^3$ (Субботин, 1955; Балавадзе, 1957). Если же провести расчеты гравитационного влияния поверхности Мохоровичича Туранской плиты с избыточной плотностью, равной $0,4\text{—}0,5 \text{ г/см}^3$, то амплитуда остаточной аномалии существенно увеличится.

Таким образом, можно с достаточным обоснованием полагать, что остаточные аномалии $\Delta g'_{\text{ост}}$ в значительной степени обусловлены плотностными неоднородностями верхней мантии.

На схеме видно, что минимальных значений аномалии достигают в районах Карабогазского и Центрально-Каракумского сводов и Восточного Приаралья (район, соответствующий примерно Бельтауской зоне дробления). Уменьшение остаточных аномалий до этих же значений

Рис. 97. Схема гравитационного влияния рельефа поверхности Мохоровичича Туранской плиты. Составили В. И. Шрайбман, В. С. Стручков, 1964 г.

1 — Русская плита; 2 — выходы пород фундамента эпипалеозойской платформы на поверхность; 3 — альпийская складчатая область; 4 — изолинии гравитационного влияния рельефа поверхности Мохоровичича

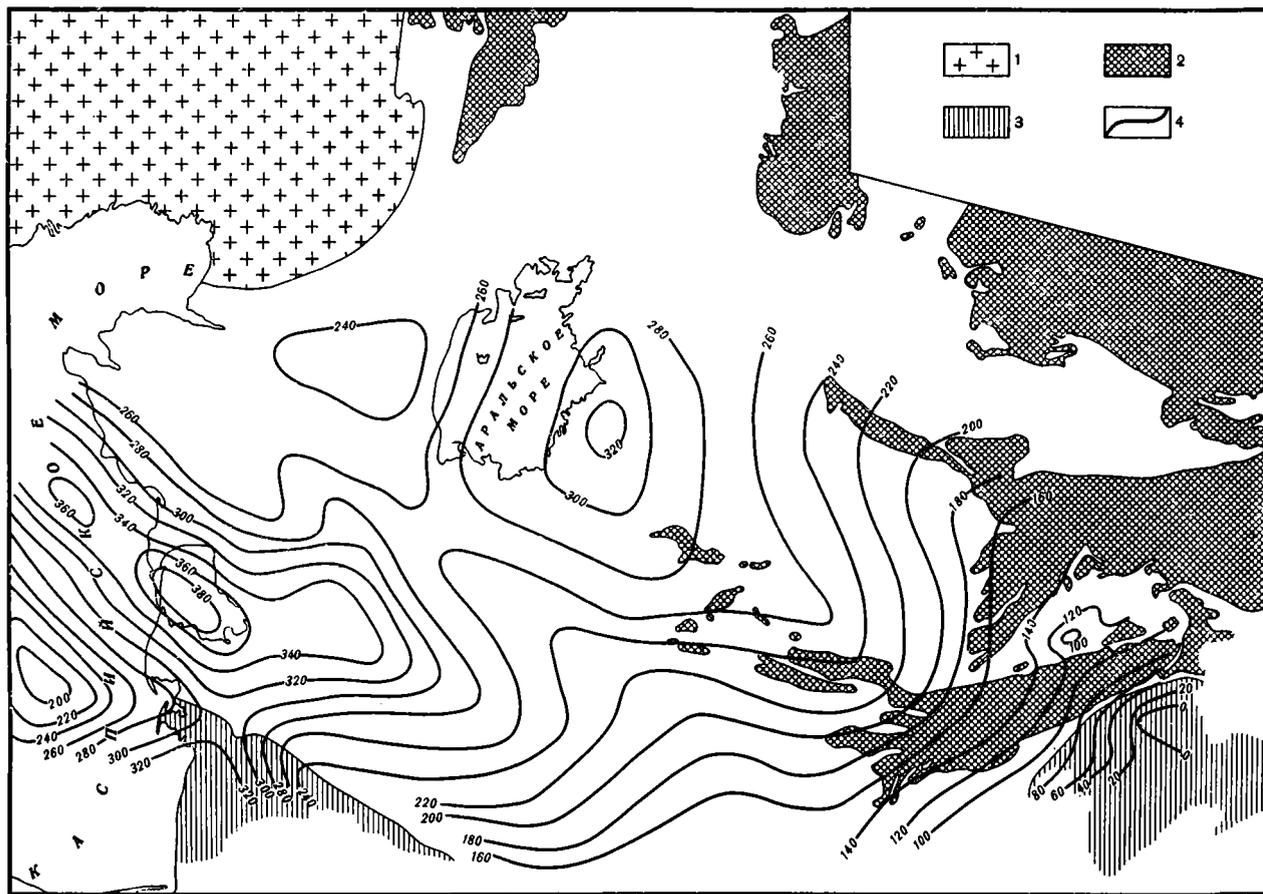




Рис. 98. Схема остаточных аномалий силы тяжести Туранской плиты. Составили В. И. Шрайбман, В. С. Стручков, 1964 г.

1 — Русская плита; 2 — альпийская складчатая область; 3 — выходы пород фундамента эппалеозойской платформы на поверхность; 4—9 — остаточные аномалии различной интенсивности (более густая штриховка обозначает большие значения аномалий)

происходит при приближении к орогенной области Тянь-Шаня. Учитывая тенденцию изменения $\Delta g'_{\text{ост}}$, следует ожидать в пределах самой орогенной области еще более низких ее значений.

Общее увеличение $\Delta g'_{\text{ост}}$ происходит в сторону Предкопетдагского прогиба и Юго-Восточной Туркмении, кроме того, отмечается на Северном Устурте, в Сыр-Дарьинской впадине вместе с районом Большого Каратау и в южной части Бухаро-Хивинской зоны ступеней.

На фоне общего уменьшения значений $\Delta g'_{\text{ост}}$ Ферганской впадине соответствует местный максимум. Область наибольших градиентов $\Delta g'_{\text{ост}}$ приходится на северную часть Бухаро-Хивинской зоны ступеней.

Таким образом, наблюдается закономерность в распределении остаточных аномалий и зон уплотнения и разуплотнения верхней мантии. Они приурочены к определенным тектоническим элементам. Области молодых движений эпиплатформенного орогенеза Тянь-Шаня соответствует зона пониженной плотности подкорового вещества. В пределах герцинской части фундамента Туранской плиты зоны пониженной плотности верхней мантии в общем соответствуют положительным тектоническим элементам по доверхнепалеозойской поверхности и, наоборот, зоны уплотнения подкорового вещества соответствуют отрицательным тектоническим элементам. Особенно значительное возрастание плотности верхней мантии происходит к югу, в сторону альпийской складчатой области. Отмеченные закономерности распределения зон уплотнения и разуплотнения подкорового вещества указывают на то, что в формировании крупных тектонических элементов Туранской плиты активную роль играют процессы, происходящие в верхней мантии.

Глава IX

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

Составленные структурные карты (от ряда горизонтов платформенного чехла до глубинных границ раздела земной коры), их анализ и сопоставление с данными гравиметрии и магнитометрии позволяют наметить некоторые особенности строения Туранской плиты.

Сравнивая отметки залегания поверхности фундамента на поднятиях и в соседних прогибах, можно видеть, что размах тектонических движений за платформенный этап развития в районах Приаралья был не менее 1,5—3 км, на Северном Устюрте — более 3,5—4 км, в Приамударьинской зоне и в большинстве других мест распространения уралид и тяньшанид — не менее 2—3,5 км. Наклон поверхности фундамента (исключая участки разломов и флексур) в этих районах колеблется от 40 до 125 м на 1 км. Наибольших значений он достигает на Туаркыре и особенно на Мангышлаке. Здесь размах тектонических движений, измеренный по поверхности фундамента, увеличивается до 4—5 км, а наклон до 80—200 м на 1 км. В эпикаледонской части Туранской плиты фундамент в целом погружен значительно меньше. В Сыр-Дарьинской впадине он лежит на глубинах 2—2,5 км, а в Тургайской и Чуйской синеклизах — всего на 1—1,5 км. Наклон поверхности фундамента обычно не превышает 20—30 м на 1 км и лишь в отдельных случаях увеличивается до 40—50 м на 1 км.

Из структурной карты поверхности меловых отложений можно выяснить, что предельный размах тектонических движений за послемеловое время в зоне южного погружения Урала приближается к 1500 м, а наклон поверхности меловых пород (исключая участки флексур и приразломных опусканий) обычно колеблется от 5 до 20 м на 1 км. В Приамударьинском районе амплитуды колебаний кровли мела равны 1000—1200 м, а наклон этой поверхности составляет 5—20 м на 1 км. На Мангышлаке и Туаркыре эти цифры соответственно возрастают до 1500—2000 м и до 20—40 м на 1 км. В пределах Сыр-Дарьинской впадины, заложившейся на каледонском фундаменте, разница между крайними положениями поверхности меловых отложений достигает 1000 м, но наклон этой поверхности не превышает 10—16 м на 1 км. В Тургайской и Чуйской синеклизах эти величины уменьшаются до 500—700 м и до 8—10 м на 1 км.

Аналогичное изменение по площади испытывают величины размаха тектонических движений и наклона поверхности юрских отложений. В каждом районе они занимают промежуточное положение между соответствующими значениями, полученными по поверхности фундамента и по кровле отложений мела.

Таким образом, в пределах Туранской плиты наибольший вертикальный размах тектонических движений характерен для Мангышлакской и

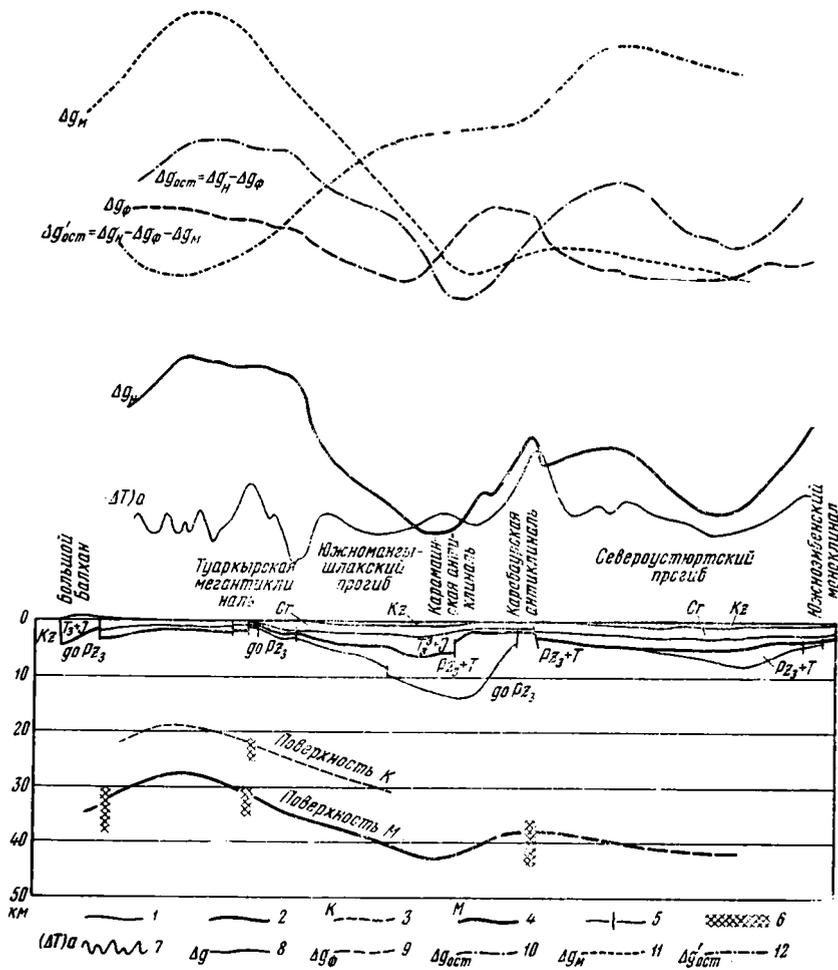


Рис. 99. Геолого-геофизический разрез земной коры по профилю Большой Балхан — Южно-Эмбенский моноклинал.

1 — границы раздела земной коры; 2 — поверхность фундамента; 3 — поверхность Конрада (К); 4 — поверхность Мохоровичича (М); 5 — разломы в отложениях платформенного чехла и верхнего структурного яруса фундамента; 6 — зоны предполагаемых разломных нарушений поверхностей К и М; 7 — кривая магнитных аномалий (ΔT) α ; 8 — кривая аномалий Буге (Δg_M); 9 — кривая гравитационного влияния поверхности фундамента (Δg_Φ); 10 — кривая остаточных аномалий силы тяжести ($\Delta g_{ост} = \Delta g_M - \Delta g_\Phi$); 11 — кривая гравитационного влияния поверхности Мохоровичича (Δg_M); 12 — кривая остаточных аномалий силы тяжести ($\Delta g'_{ост} = \Delta g_M - \Delta g_\Phi - \Delta g_M$)

Туаркырской зон. К этим же зонам приурочен наибольший наклон поверхности фундамента и кровли меловых отложений. Наименьшие амплитуда тектонических движений и наклон обеих поверхностей отмечены в Тургайской и Чуйской синеклизах. Сюда же относится район Сыр-Дарьинской впадины, хотя здесь их значения немного больше. Остальные участки Туранской плиты занимают промежуточное положение.

Туранской плите свойственно большое разнообразие морфологических типов тектонических структур. По форме в плане они изменяются от полных изоморфных до резких линейных. В ее пределах известны такие структуры, как Центрально-Каракумский свод, имеющий форму неравнобокого треугольника, Карабогазский и Северо-Бузачинский своды — округлые в плане, Нижне-Сыр-Дарьинский свод — многоугольный в плане. Несколько более линейный характер, но неправильные, «глыбовые», очертания имеют выступы Ауминзатау, Тамдытау и др., а также разделяющие

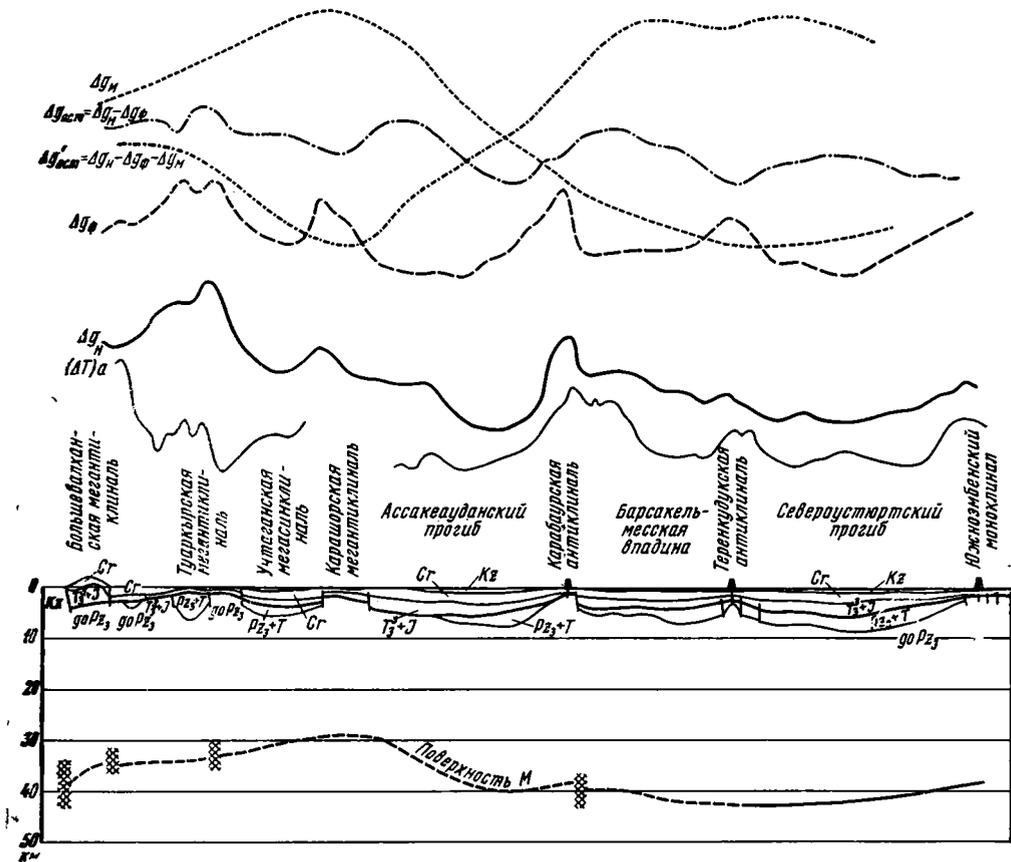


Рис. 100. Геолого-геофизический разрез земной коры по профилю Большой Балхан — Барсакельмская впадина — Южно-Эмбенский моноклинал.

Условные обозначения те же, что на рис. 99

их мульды (Мынбулакская, Каракатинская и др.) в пределах Кызылкумской зоны поднятий. Пологие Чуйская и Тургайская синеклизы имеют неправильно слабо вытянутую форму. К ним приближается по форме, но имеет гораздо большую глубину Сыр-Дарьинская впадина.

Однако на Туранской плите наиболее четко выступают линейные голоморфные структуры, которые до некоторой степени напоминают дислокации складчатых областей. Среди линейных структур также выделяются разные типы. Имеются огромные по протяженности (многие сотни, до первых тысяч километров) крупные зоны прогибов (Северо-Туркменская и Челкарско-Устуртская), состоящие из ряда отдельных прогибов. К осевым частям положительных линейных структур приурочены встречающиеся в Кызылкумах, на Мангышлаке и Туаркыре кряжи и гряды, сложенные породами фундамента. К четким линейным дислокациям платформенного чехла Турана принадлежат мегантиклинали и мегасинклинали Мангышлакской системы. Для них характерны значительная амплитуда, линейность, соответствие по величине положительных и отрицательных форм, ориентированность движения масс, выражающаяся в однообразном наклоне плоскостей складок. Весьма близки к мангышлакским структурам тектонические формы Туаркырской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей. Несколько более слабо выражены, но также достаточно четки мегантиклинали и мегасинклинали Северо-Приаральской и Примугоджарской систем. К линейным структурам относятся одиночные мегантиклинали

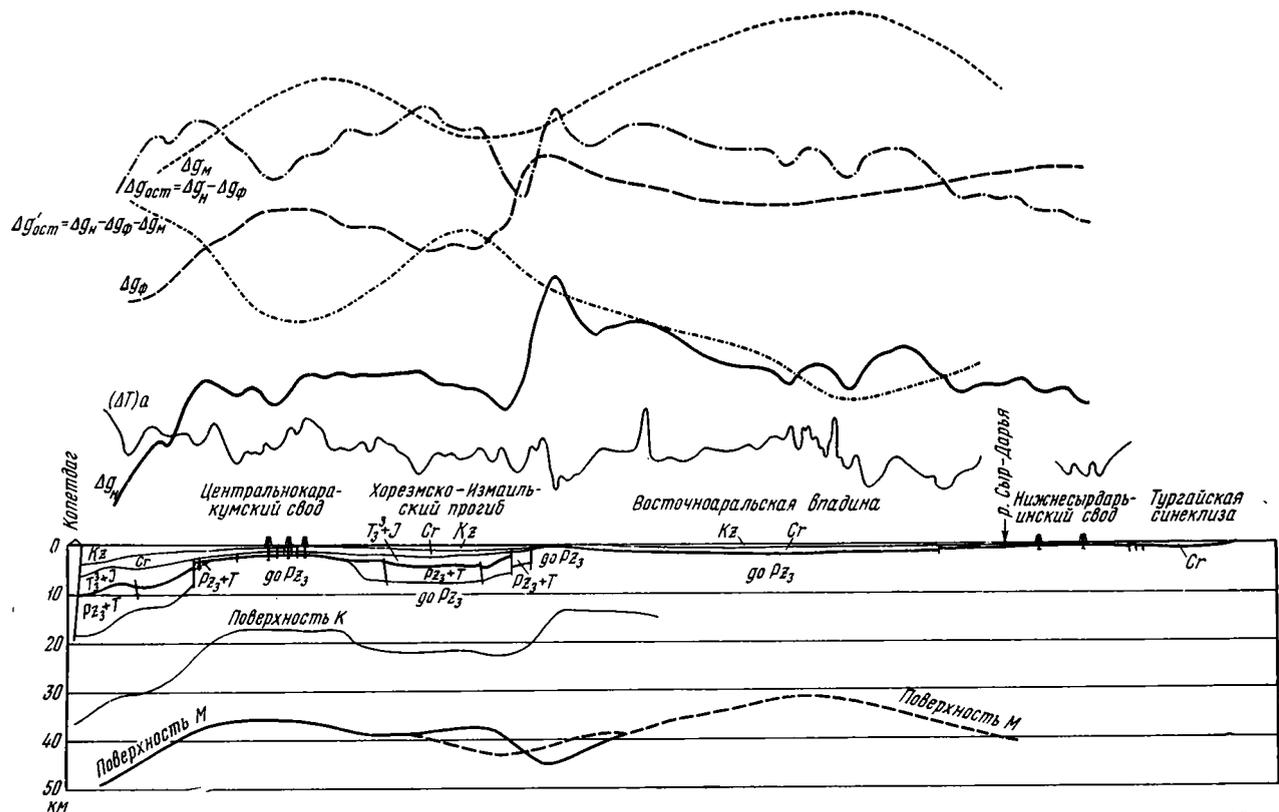


Рис. 101. Геолого-геофизический разрез земной коры по профилю. Предкопетдагский прогиб (Ашхабад) — Центрально-Каракумский свод — Тургайская синеклиза. На разрезе показан вариант строения поверхности Моховичича (пунктирная линия), который до проведенных здесь работ ГСЗ (В. З. Рябой, 1965 г.) послужил основой для расчетов гравитационного влияния поверхности М.

Условные обозначения те же, что и на рис. 99

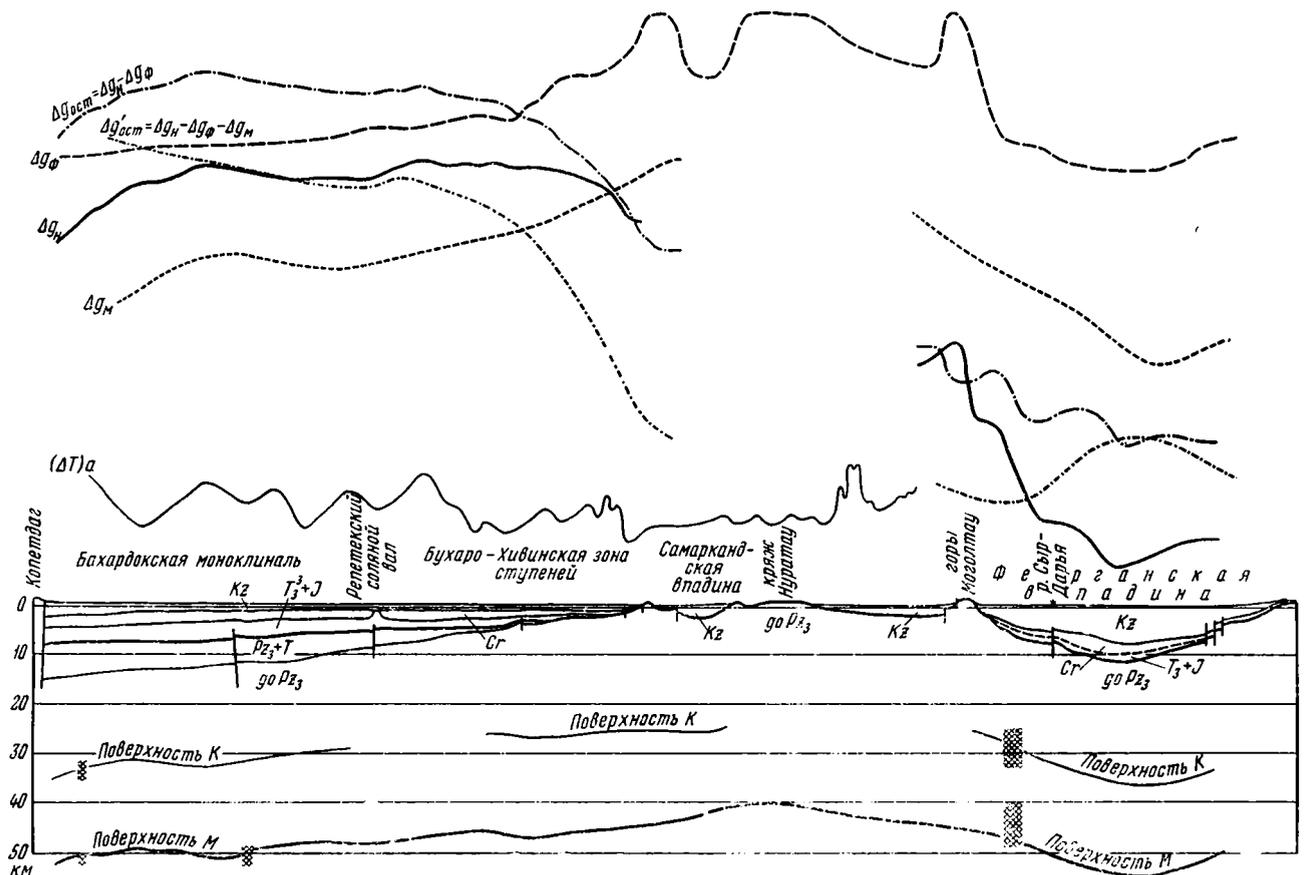


Рис. 102. Геолого-геофизический разрез земной коры по профилю Предкопетдагский прогиб (Теджен) — Бухаро-Хивинская зона ступеней — Ферганская впадина.
Условные обозначения те же, что и на рис. 99

(Нижне-Аму-Дарьинская и др.). Большинство перечисленных линейных структур являются унаследованными.

Сопоставление описанных выше структурных карт различных горизонтов земной коры позволяет выяснить соотношение между этими горизонтами. Для большей наглядности и удобства анализа мы составили сводные разрезы земной коры по шести направлениям, пересекающим наиболее важные тектонические элементы Туранской плиты (рис. 99—104). Расположение этих разрезов показано на рис. 105.

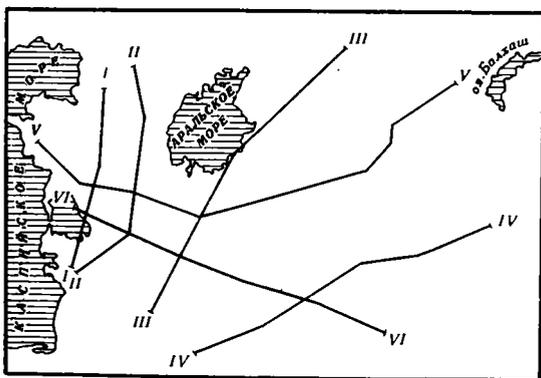


Рис. 105. Расположение геолого-геофизических разрезов, пересекающих Туранскую плиту

На разрезах видно, что в строении отдельных горизонтов земной коры Туранской плиты, за исключением районов инверсионного строения, наблюдается повторение структурных форм. Многочисленные буровые и сейсморазведочные данные указывают на соответствие между различными структурными поверхностями отложений платформенного чехла. Это соответствие достаточно ярко видно при сопоставлении структурных карт по подошве неогена, по кровле меловых и юрских отложений.

Достаточно хорошая согласованность структурных форм наблюдается между кровлей юрских отложений и поверхностью фундамента (рис. 106).

На графике зависимости между отметками залегания кровли юрских отложений и поверхности фундамента, составленном по линиям сейсмических профилей, пересекающих юг Туранской плиты (см. рис. 105), видно, что размах дислоцированности кровли фундамента примерно в 2 раза

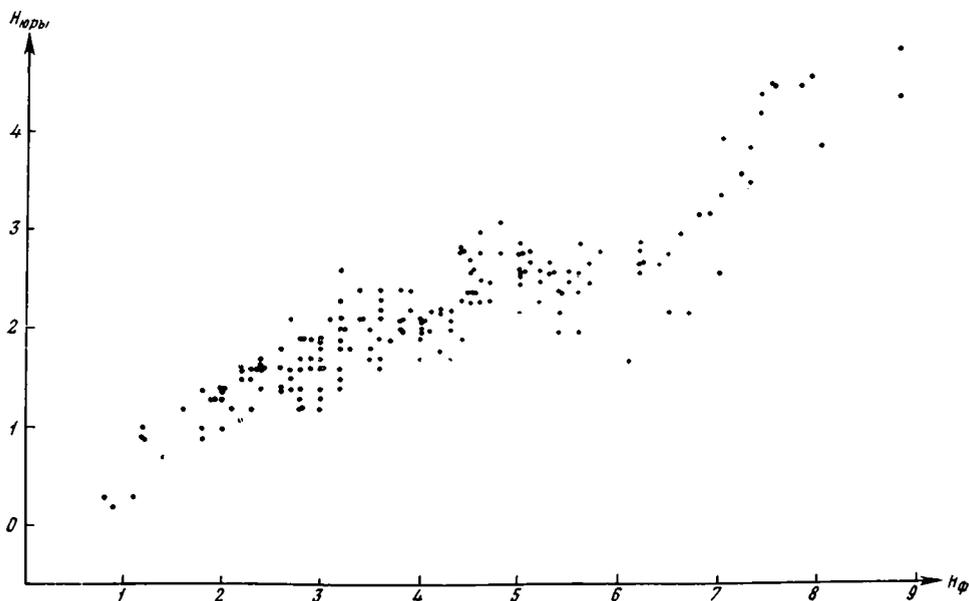


Рис. 106. График зависимости между глубиной залегания кровли юрских отложений ($H_{\text{Юр}}$) и поверхностью фундамента ($H_{\text{Ф}}$)

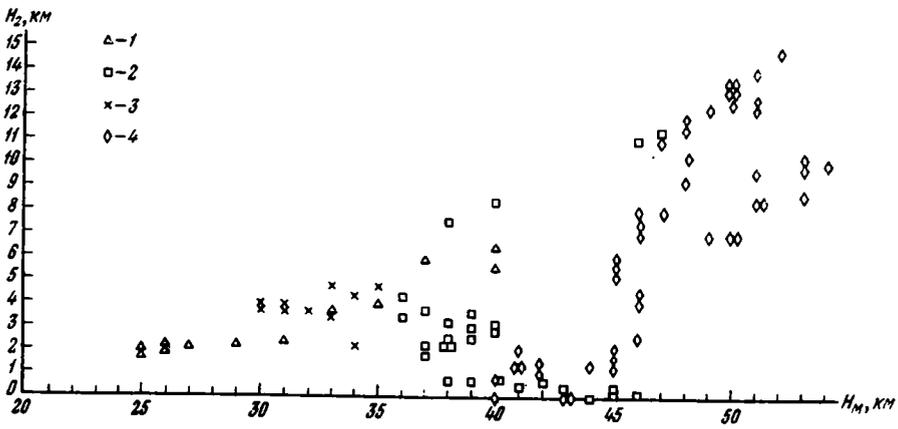


Рис. 107. График зависимости между глубиной залегания подошвы верхнего структурного яруса фундамента (H_2) и поверхностью Мохоровичича (H_M)

Точки, полученные по профилям ГСЗ: 1 — Кызылатрек — Кугусем — Сагиз; 2 — Копет-Даг — Аральское море; 3 — Кара-Богаз-Гол — Карашор; 4 — Копет-Даг — Ферганский хребт

больше, чем кровли юрских отложений. Коэффициент корреляции этой зависимости равен 0,85.

Согласие структурных поверхностей кровли и подошвы верхнего структурного яруса фундамента иллюстрируется графиком корреляционной зависимости между H_Φ и H_2 (см. рис. 47), составленным по линиям сейсмических профилей, пересекающих юг Туранской плиты (исключая район Мангышлакской зоны). Коэффициент корреляции этой зависимости (без учета отскочивших точек, полученных по району Кызана на п-ове Бузачи) оказался очень высоким — 0,94. На графике также видно, что при общем соответствии структурных планов обоих горизонтов дислоцированность подошвы верхнего структурного яруса фундамента приблизительно в 2 раза больше дислоцированности его кровли. Этот же вывод вытекает из анализа графика зависимости между глубиной залегания кровли фундамента (H_Φ) и мощностью его верхнего структурного яруса (h). Для большей части территории юга Туранской плиты характерно увеличение мощности верхнего структурного яруса фундамента при увеличении

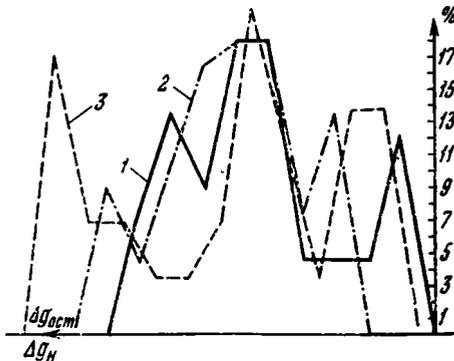


Рис. 108. Кривые распределения аномалий Буге (Δg_H) и остаточных аномалий ($\Delta g_{ост}$, $\Delta g'_{ост}$) по профилю Большой Балхан — Туаркыр — Южно-Эмбенский моноклинал.
 1 — Δg_H ; 2 — $\Delta g_{ост} = \Delta g_H - \Delta g_\Phi$; 3 — $\Delta g'_{ост} = \Delta g_H - \Delta g_\Phi - \Delta g_M$

глубины залегания его кровли. Исключение составляют такие районы, как Мангышлакская и Туаркырская зоны.

Проследить характер зависимости между глубиной залегания различных горизонтов земной коры трудно, потому что промежуточные границы раздела (кровли «гранитного» и «базальтового» слоев) не на всех профилях ГСЗ выделяются достаточно уверенно. Однако по тем профилям, где выделяется поверхность «базальтового» слоя, устанавливается прямая корреляционная зависимость между глубиной подошвы верхнего структурного яруса фундамента и кровлей базальтового слоя.

Проведенный корреляционный

анализ между глубинами залегания подошвы верхнего структурного яруса фундамента и поверхности Мохоровичича показал, что в строении этих границ раздела наблюдается определенная зависимость (рис. 107). На графике, несмотря на значительный разброс точек, виден общий характер связи между H_2 и H_M , показывающий в общем их согласное залегание. При этом размах изменения глубины H_M примерно в два раза больше, чем H_2 . Следует учесть, что этот график может характеризовать только тенденцию зависимости, так как сравнению подвергались величины, определенные с различной точностью. Многие особенности строения поверхности Мохоровичича не могут быть зафиксированы сейсморазведкой с той же точностью, с какой прослеживается подошва верхнего структурного яруса фундамента из-за существенно разной глубины ее залегания. Несмотря на это, общее согласие форм залегания данных поверхностей на графике выявляется достаточно ясно.

Таким образом, на Туранской плите почти повсеместно (за исключением Мангышлака, Султан-Уиздага и др.) наблюдается соответствие структуры различных поверхностей земной коры от самых верхних горизонтов платформенного чехла до поверхности М, а также зависимость глубины залегания этих поверхностей от строения

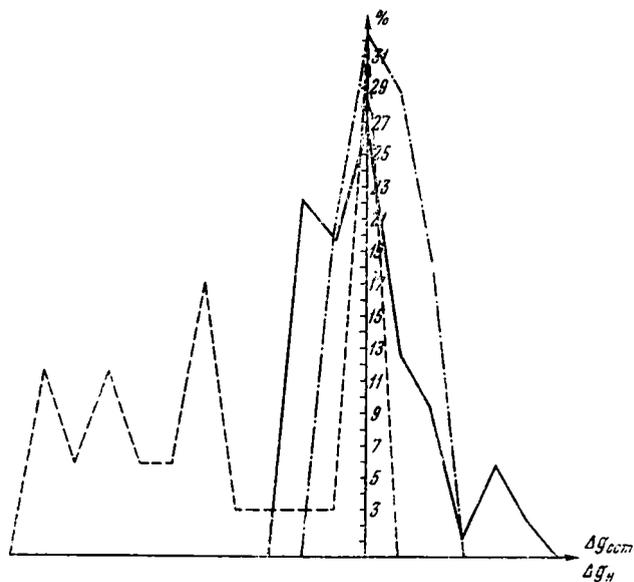


Рис. 109. Кривые распределения аномалий Буге (Δg_H) и остаточных аномалий ($\Delta g_{ост}$, $\Delta g'_{ост}$) по профилю Большой Балхан — Барсакельмес — Южно-Эмбенский моноклинал.

Условные обозначения те же, что и на рис. 108

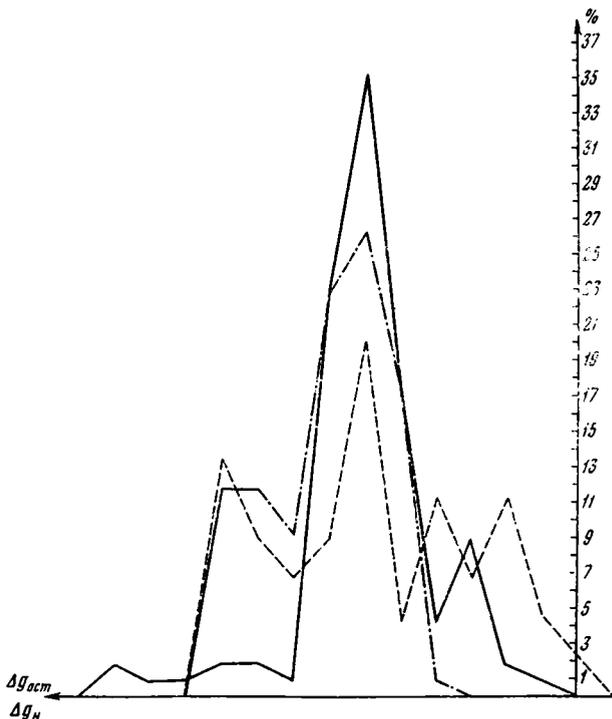


Рис. 110. Кривые распределения аномалий Буге (Δg_H) и остаточных аномалий ($\Delta g_{ост}$, $\Delta g'_{ост}$) по профилю Предкокетдагский прогиб — Тургайская синеклиза.

Условные обозначения те же, что и на рис. 108

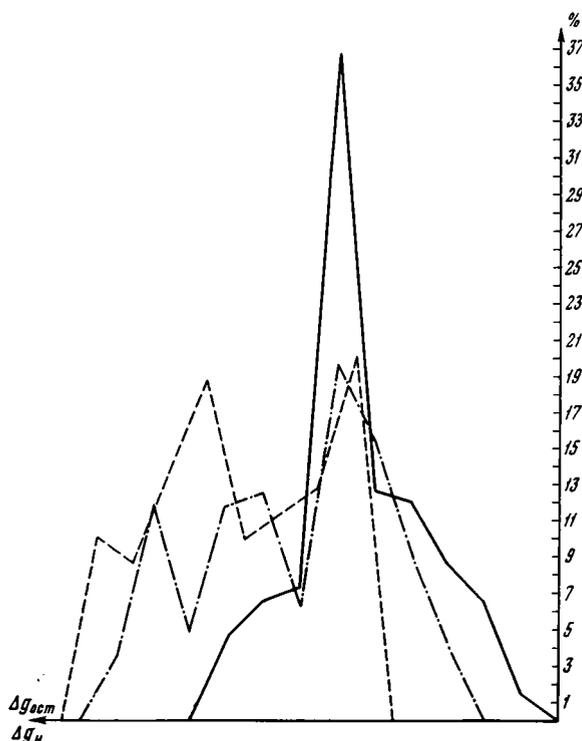


Рис. 111. Кривые распределения аномалий Буге ($\Delta g_{\text{н}}$) и остаточных аномалий ($\Delta g_{\text{ост}}$, $\Delta g'_{\text{ост}}$) по профилю Предкопетдагский прогнб — Ферганская впадина.

Условные обозначения те же, что и на рис. 108

ми Буге и глубиной поверхности фундамента наблюдается тесная корреляционная зависимость, то после исключения гравитационного влияния поверхности фундамента трансформированное поле должно стать менее возмущенным (более однородным). Сравнение кривых аномалий Буге ($\Delta g_{\text{н}}$) и остаточных аномалий ($\Delta g_{\text{ост}}$) по югу Туранской плиты подтверждает это положение — остаточные аномалии здесь менее интенсивны. Однако оно справедливо только для тех районов Туранской плиты, где зависимость между $H_{\text{ф}}$ и $\Delta g_{\text{н}}$ устойчива и близка к линейной. Для других ее районов это положение не подтверждается; так, по сводному разрезу Большой Балхан — Туаркыр — Южно-Эмбенский моноклинал (см. рис. 99) кривые распределения Δg и $\Delta g_{\text{ост}}$ (рис. 108) почти одинаковы. Снятие гравитационного влияния поверхности фундамента существенно не изменило характера поля. Однако остаточное поле $\Delta g'_{\text{ост}}$ отличается от $\Delta g_{\text{н}}$ и $\Delta g_{\text{ост}}$. Поле $\Delta g'_{\text{ост}}$ более возмущенное, менее однородное. Иначе говоря, после снятия гравитационного влияния рельефа поверхности Мохоровичича выявилось влияние каких-то других аномалиеобразующих факторов.

По сводному разрезу Большой Балхан — Барсакельмес — Южно-Эмбенский моноклинал (см. рис. 100) по всей его длине наблюдается отчетливое прямое соответствие аномалий Буге и кривой гравитационного влияния поверхности фундамента. Поэтому сопоставление кривых распределения $\Delta g_{\text{н}}$ и $\Delta g_{\text{ост}}$ (рис. 109) показывает, что остаточное поле стало более однородным. Однако после второй трансформации поле $\Delta g'_{\text{ост}}$ по сравнению с $\Delta g_{\text{н}}$ и $\Delta g_{\text{ост}}$, как и по сводному разрезу Большой Балхан — Туаркыр — Южно-Эмбенский моноклинал, становится более возмущенным.

верхней мантии. Тем самым устанавливается несомненная связь между строением земной коры и процессами, происходившими в верхней мантии.

Составленные структурные карты позволяют более определенно судить о геологической природе гравитационных аномалий. Следует отметить, что при геологическом анализе аномалий силы тяжести Туранской плиты вопрос о редуцировании силы тяжести не имеет существенного значения, так как ее территория отличается достаточно спокойным современным рельефом. Анализ геологической природы аномалий Буге мы провели путем сопоставления степени возмущенности и других параметров поля силы тяжести после освобождения его от гравитационного влияния определенных геологических факторов.

Естественно полагать,

что если между аномалиями

На сводном разрезе Предкопетдагский прогиб — Тургайская синеклиза (см. рис. 101) видно, что после первой трансформации характер гравитационного поля заметно не изменился. Однако сравнение графиков распределения Δg_H и $\Delta g_{ост}$ (рис. 110) показывает, что поле $\Delta g_{ост}$ стало все же более возмущенным. Кривая распределения $\Delta g'_{ост}$ существенно отличается от первых двух. Поле $\Delta g'_{ост}$ стало сравнительно сильно возмущенным.

По сводному разрезу Предкопетдагский прогиб — Ферганская впадина (см. рис. 102) заметного изменения характера поля после первой трансформации не произошло. На графиках распределения Δg_H и $\Delta g_{ост}$ (рис. 111) видно все же небольшое снижение максимума $\Delta g_{ост}$ по сравнению с Δg_H . Вторая трансформация заметно усложняет поле силы тяжести $\Delta g'_{ост}$.

По сводному разрезу Южно-Мангышлакский прогиб — Букантау — Чуйская синеклиза (см. рис. 103) наблюдается заметное повышение возмущенности поля после первой трансформации. Аномалии Буге по всему профилю имеют примерно одинаковый средний уровень, несмотря на то, что западная часть профиля соответствует погруженным, а восточная — приподнятым участкам фундамента. После снятия гравитационного влияния поверхности фундамента однородность поля Δg_H была нарушена (рис. 112). После второй трансформации характер поля $\Delta g'_{ост}$ существенно не изменился по сравнению с полем $\Delta g_{ост}$.

По сводному разрезу Туаркырская мегантиклиналь — Гиссар — Сурхандарья (см. рис. 104) после первой трансформации характер гравитационного поля не претерпел серьезных изменений. Однако вторая трансформация существенно повысила неоднородность поля (рис. 113).

Таким образом, на основании анализа гравитационного поля, полученного после определенных трансформаций по разрезам, пересекающим Туранскую плиту, можно сделать вывод, что снятие

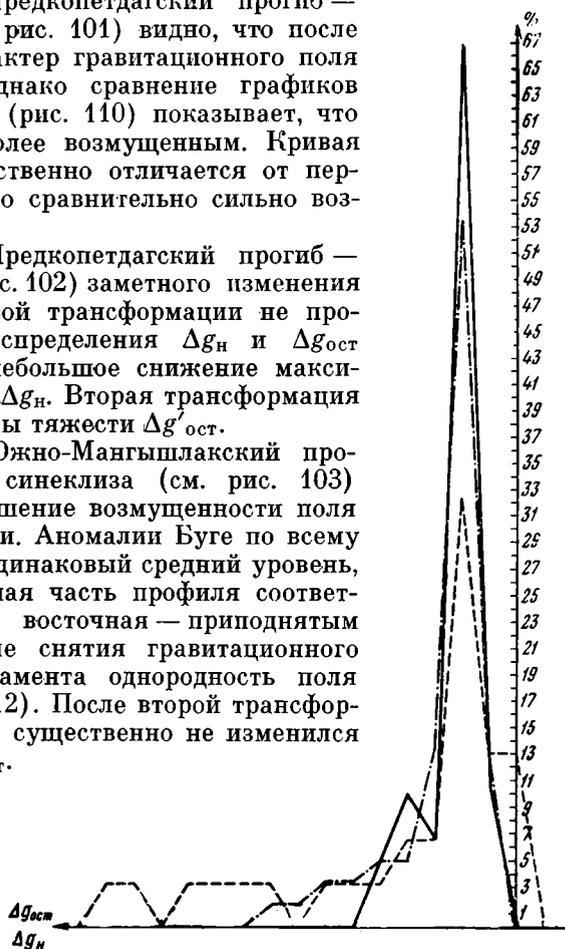


Рис. 112. Кривые распределения аномалий Буге (Δg_H) и остаточных аномалий ($\Delta g_{ост}$, $\Delta g'_{ост}$) по профилю Южно-Мангышлакский прогиб — Букантау — Чуйская синеклиза.

Условные обозначения те же, что и на рис. 108

Таблица 8

Статистические характеристики наблюдаемого и трансформированных гравитационных полей территории Туранской плиты

| Гравитационное поле | Дисперсия | Среднее квадратическое отклонение | Коэффициент асимметрии | Экссес |
|---------------------|-----------|-----------------------------------|------------------------|--------|
| $\Delta g_{ост}$ | 748 | ± 27 | -0,36 | 0,51 |
| $\Delta g'_{ост}$ | 1763 | ± 42 | -0,78 | -0,16 |

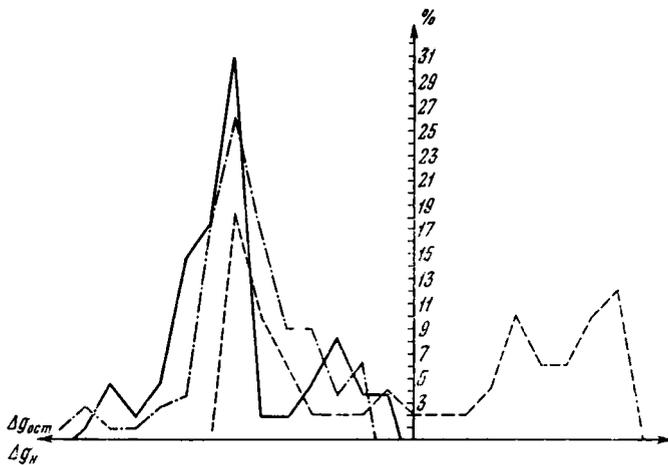


Рис. 113. Кривые распределения аномалий Буге (Δg_H) и остаточных аномалий ($\Delta g_{ост}$, $\Delta g'_{ост}$) по профилю Туаркырская мегантиклиналь — Гиссар — Сурхан-Дарья.
Условные обозначения те же, что и на рис. 108

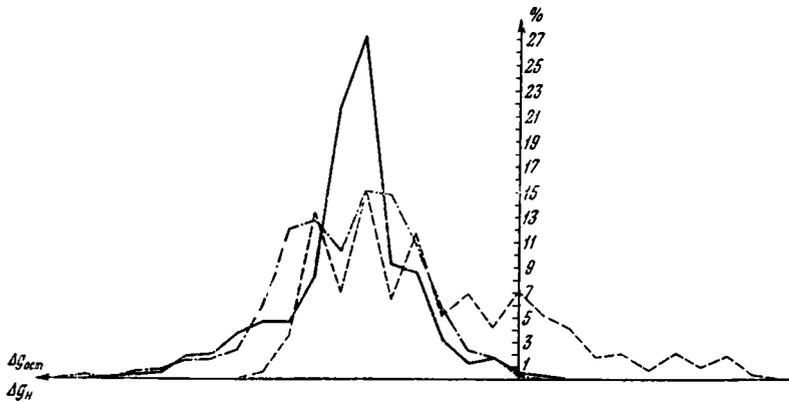


Рис. 114. Кривые распределения аномалий Буге (Δg_H) и остаточных аномалий ($\Delta g_{ост}$, $\Delta g'_{ост}$) территории Туранской плиты.
Условные обозначения те же, что и на рис. 108

гравитационного влияния глубины залегания поверхности фундамента относительно незначительно изменяет характер поля. При этом на всех разрезах, за исключением второго, поле силы тяжести после снятия гравитационного влияния рельефа поверхности фундамента становится более возмущенным. После же второй трансформации (снятия гравитационного влияния рельефа поверхности Мохоровичича) гравитационное поле $\Delta g'_{ост}$ становится существенно более возмущенным.

Этот же вывод вытекает из анализа наблюдаемого и трансформированных гравитационных полей по всей территории Туранской плиты (рис. 114). Статистические характеристики этих распределений даны в табл. 8.

Как известно, дисперсия есть характеристика рассеивания, разбросанности случайной величины около ее математического ожидания среднего (Венцель, 1958). С целью лучшей наглядности для характеристики рас-

сепвания часто пользуются средним квадратическим отклонением. Размер его совпадает с размерностью исследуемых значений. Третий центральный момент служит для характеристики асимметрии распределения. При симметричном распределении коэффициент асимметрии равен нулю. Наконец четвертый центральный момент служит для характеристики крутости. Кривые, более островершинные по сравнению с нормальной, обладают положительным эксцессом, а более плосковершинные кривые — отрицательным эксцессом.

Таким образом, проведенный анализ результатов последовательных геологических трансформаций гравитационного поля показывает, что аномалии Буге Туранской плиты менее возмущены, чем трансформированное поле. Следовательно, различные факторы, формирующие гравитационное поле, достаточно полно компенсируют друг друга. Причем компенсация таких геологических факторов, как гравитационное влияние рельефа поверхности фундамента и поверхности Мохоровичича в значительной степени осуществляется за счет плотностной неоднородности верхней мантии, а также за счет неоднородного строения слоев земной коры.

Развитие различных геоструктурных элементов Туранской плиты происходит, по-видимому, таким образом, что возникающие активные силы и связанные с ними плотностные неоднородности приводят к такому перераспределению масс земной коры, которое в значительной степени компенсирует эти неоднородности, т. е. происходит изостатическое выравнивание суммы гравитирующих факторов.

Глава X

ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

В истории тектонического развития территории Туранской плиты выделяются два основных этапа: геосинклинальный (этап формирования ее фундамента) и платформенный (этап формирования ее чехла). Первый этап начался в докембрийское и продолжался в палеозойское время, о котором мы имеем более или менее достоверные материалы. О более раннем развитии описываемой территории достаточно точных данных нет.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ

В течение всего палеозойского времени территория Туранской плиты целиком входила в состав Урало-Тяньшаньской геосинклинальной области, характеризовавшейся большой сложностью строения и различной историей геологического развития разных ее частей.

Собственно геосинклинальное развитие раньше всего закончилось с западной части Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня, которые испытали каледонскую складчатость. Здесь возник ряд антиклинорий и синклинорий, которые изменяют свое простирание с северо-западного на юге до меридионального и северо-восточного на севере, образуя выпуклые к западу дуги с большим радиусом кривизны. Начиная с девона, вся эта область вступила в заключительную стадию геосинклинального развития, для которой на территории каледонид характерно образование своеобразных средне-верхнепалеозойских унаследованных прогибов и наложенных впадин.

В северо-восточной части Туранской плиты возникли Джезказганско-Чуйская, Тенизская, Тургайская и Сыр-Дарьинская наложенные впадины.

Область каледонской консолидации в среднем палеозое на западе была ограничена меридиональным Восточно-Уральским региональным швом и на юге — системой широтных и диагональных разломов. За этими разломами на остальной территории Туранской плиты продолжалось собственно геосинклинальное развитие.

Южный край каледонид, по-видимому, был частично захвачен и переработан герцинским геосинклинальным развитием. Участок каледонид, соответствующий Большому Каратау и его продолжению к северо-западу и заключенный между Каратауским (Талассо-Ферганским) и Южно-Каратауским разломами, в среднем палеозое представлял собой приразломный унаследованный миогеосинклинальный прогиб. Если в нижнем палеозое прогиб Большой Каратау соединился в единую геосинклинальную дугу с Байконурским прогибом Улутау, то в среднем палеозое в результате обновления и дальнейшего продолжения Каратауского разло-

ма к северо-западу этот прогиб оказался отделенным от Байконурского. В северо-западном направлении он постепенно выклинивался (Гарецкий, Книшпер, Самодуров, 1962).

Таким образом, указанная зона каледонид оказалась вовлеченной в герцинское мнгогеосинклинальное развитие. Герцинская складчатость и сопровождавший ее магматизм по простиранию Большого Каратау к северо-западу постепенно затухают, причем практически они прекращаются немного западнее меридиана 68° , где проходит диагональная по отношению к направлению Большого Каратау система разломов (Эз, 1962; Макарычев и Пазилова, 1963).

В пределах герцинской геосинклинальной области с начала палеозоя существовали две системы: меридиональная (уральская) и субширотная (тяньшаньская). В пределах первой, в обнаженном Урале выделяется ряд чередующихся геосинклинальных и геосинклинальных зон, которые по геологическим и геофизическим материалам прослежены далеко на юг, в район Аральского моря. По-видимому, здесь они по сложной серии разломов сопряжены на разных широтах с Тяньшаньской геосинклинальной системой. Не исключено, что некоторые из восточных зон Урала, образуя дугообразный изгиб, постепенно переходят в соответствующие зоны Тянь-Шаня (Гарьковец, 1964а, б; Бухарин и др., 1964). В Тяньшаньской геосинклинальной системе в обнаженной части Тянь-Шаня намечается ряд структурно-фациальных зон. Изучение выходов пород фундамента в Кызылкумах и геофизические материалы позволяют продолжить эти зоны, а также выделить некоторые новые в погребенной части тяньшанид. В районе Мангышлака, Устюрта и Южного Приаралья простирание некоторых из этих зон изменяется от северо-западного до почти меридионального.

Характерной особенностью субширотных герцинид являются обширные площади среднепалеозойской гранитизации (Центрально-Каракумская, Карабогазская и Средне-Каспийская), имеющие округлые неправильные очертания. Они, по-видимому, представляют собой центры консолидации или ядра роста материковой земной коры (Попов, 1960, 1964).

В начале позднего палеозоя описываемая область претерпела интенсивную складчатость и орогению. Одновременно с этим начали формироваться краевые и периклинальные прогибы, а также внутренние впадины и прогибы. Вдоль западного края Уральской складчатой области возник Предуральский краевой прогиб, а на ее южном погружении — система периклинальных прогибов Урала. Вдоль системы крупных разломов запад-северо-западного направления заложился узкий и глубокий Мангышлакский желоб. Одновременно образовался Туаркырский грабен значительно меньших размеров, но также достаточно глубокий. В течение всего позднего палеозоя и большей части триаса эти прогибы испытывали интенсивное погружение, которое компенсировалось накоплением мощных (до 5—14 км), преимущественно молассовых толщ.

К югу Аджаксинский и Чаграйский периклинальные прогибы Урала раскрываются и переходят в обширную депрессию Северного Устюрта и Аральского моря, в которой накапливались в основном красноцветные формации, но значительно меньших мощностей (до 2—5 км). Широкие депрессии развиты также к югу от Мангышлакского желоба, на территории Южного Устюрта и Южного Мангышлака, к югу и востоку от Туаркырского грабена, на территории Низменных Каракумов и Юго-Восточной Туркмении.

Отдельные небольшие впадины, выполненные верхнепалеозойско-триасовыми молассами, образовались и в других частях территории Туранской плиты. Подобного типа впадины известны и в открытых областях Тянь-Шаня. В ряде прогибов Тянь-Шаня в позднем палеозое происходило мощное накопление вулканогенных толщ.

В позднем палеозое, вдоль Восточно-Уральского регионального шва к востоку от него возникли своеобразные прогибы (Кушмурунский и Тюратамский), выполненные эффузивно-терригенными породами. Их формирование продолжалось до раннего триаса включительно. Эти прогибы можно рассматривать как гомологи Предуральского краевого прогиба. Они наложено развивались на каледонском основании к востоку от воздымавшейся Уральской складчатой системы.

На значительной части территории Туранской плиты в верхнем палеозое-триасе осадконакопление не происходило. Складчатые доверхнепалеозойские породы были выведены здесь на поверхность, пенецпленизировались и являлись источниками сноса для окружающих прогибов и впадин.

Во вторую половину триаса верхнепалеозойско-триасовые породы, выполняющие глубокие прогибы (Мангышлакский, Южно-Уральские, Предуральский и др.), претерпели интенсивную складчатость и были смяты в систему линейных складок. Вдоль разломов, ограничивающих Мангышлакский желоб и, по-видимому, Туаркырский грабен, интенсивная верхнетриасовая складчатость охватила не только породы, слагающие эти прогибы, но и доверхнепалеозойские породы выступов, прилегающие к разломам. Об этом свидетельствует абсолютный возраст (180—200 млн. лет) аутигенных калийсодержащих минералов, которые были выделены из доверхнепалеозойских пород, вскрытых скважинами под юрскими отложениями на Центральном Устюрте. Образование этих минералов происходило под влиянием регионального метаморфизма, вызванного процессами интенсивной складчатости (Гарецкий, Колесников и др., 1965). Описанные прогибы (а также выступы) в результате верхнетриасовой складчатости превратились в складчато-глыбовые горные сооружения. Верхнепалеозойско-триасовые отложения Северного и Южного Устюрта, Южного Мангышлака, Низменных Каракумов и Юго-Восточной Туркмении дислоцированы значительно слабее. После верхнетриасовой складчатости эти области широких верхнепалеозойско-триасовых депрессий оказались наиболее прогнутыми.

ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ

С конца поздне триасового времени территория Туранской плиты повсеместно вступила в платформенное развитие. В конце норийского и в рэтский века в наиболее прогнутых частях крупных верхнепалеозойско-триасовых депрессий, слабо захваченных верхнетриасовой складчатостью и не подвергшихся орогеническим движениям, начали накапливаться сероцветные аргиллитовые толщи платформенного чехла. Эти толщи в виде значительных по площади покровов наложались на территории Северного и Южного Устюрта, Южного Мангышлака, Низменных Каракумов и Юго-Восточной Туркмении¹. Одновременно с этим участки, испытывавшие пологие сводовые изгибы, раскалывались и в их пределах закладывались узкие линейные грабены (Горский и Леоненко, 1958; Бочкарев, 1964). В них происходило накопление сероцветных эффузивно-аргиллитовых толщ. Такие грабены возникли на территории Тургайской и Чуйской равнин (см. рис. 2 и 3). В наиболее приподнятых районах на породах фундамента образовалась кора выветривания (Черняховский, 1963). Таким образом, уже в самом начале платформенного развития происходило заложение структурного плана с образованием крупных прогибов (Северо-Устюртского, Барсакельмесского, Хорезмско-Измайльского и др.) и подня-

¹ В некоторых местах Туранской плиты (в частности, в пределах Тургайской равнины) начало формирования платформенного чехла, по-видимому, уходило в более ранние века триасового периода. Возможно, что время его образования является таким же или более древним, чем время формирования фундамента молодых складчатых систем типа Мангышлакской.

гий (Мангышлакского, Туаркырского, Центрально-Каракумского и др.). В последующую, раннеюрскую, эпоху накопление аналогичных толщ продолжалось, но с дальнейшим разрастанием прогибов в южной и западной частях территории плиты. Мощность рэт-лейасовых отложений в наиболее глубоких частях прогибов достигает 1,5—2,5 км. Отложения рэт-лейаса образуют первый структурный ярус платформенного чехла.

Наметившиеся в рэт-лейасе прогибы продолжали свое развитие в среднеюрскую эпоху. С этого времени в прогибание втянулись почти все южная и западная части Туранской плиты. В центральных участках прогибов среднеюрские отложения, по-видимому, легли согласно на породы рэт-лейаса, а по их периферии между отложениями средней юры и рэт-лейаса возникло несогласие. На юго-востоке Туранской плиты достаточно ощутимого несогласия между ними нет. На еще более приподнятых участках плиты, уже за пределами распространения отложений рэт-лейаса, среднеюрские отложения ложатся на породы фундамента. На территории Тургайской и Чуйской равнин накопление среднеюрских отложений продолжалось преимущественно в грабенах. Формирование платформенного чехла с последовательным перекрытием все новых и новых участков фундамента продолжалось в позднеюрское, меловое и палеогеновое время. Отложения средней юры — нижнего миоцена образуют второй структурный ярус платформенного чехла¹.

Во время накопления пород второго структурного яруса происходило дальнейшее развитие наметившихся основных структурных элементов и их дифференциация. На фоне общего прогибания в среднеюрское — раннемиоценовое время наметились эпохи отдельных относительно кратковременных поднятий. Наиболее четкая из них приурочена к границе мела и юры (а в некоторых районах — к верхам верхней юры). С ней связана активизация дифференциальных тектонических движений, имевшая большое значение для формирования структурного плана.

На границе нижнего и среднего миоцена произошло общее воздымание территории, особенно хорошо заметное в западной и южной частях Туранской плиты. Накопившиеся ранее отложения подверглись значительному размыву. Примерно к этому же времени приурочено начало формирования краевых прогибов альпийской складчатой области и интенсивных эпиплатформенных орогенических процессов в Тянь-Шане. В более поздние века среднего миоцена началось новое неравномерное погружение западных и южных районов Туранской плиты, продолжавшееся до нижнего плиоцена. В этот отрезок времени сформировалась относительно маломощная толща пород, образующая третий структурный ярус платформенного чехла. Лишь в южных окраинных участках плиты, примыкающих к альпийским краевым прогибам и эпиплатформенной орогенической области, накопились разновозрастные отложения значительно больших мощностей.

С конца раннеплиоценового времени, а в некоторых районах, возможно, и ранее большая, западная часть Туранской плиты испытывала региональный подъем и превратилась в приподнятую равнину. Лишь за ее пределами на территории Западной Туркмении, Южного Каспия и Апшеронского полуострова в конце раннего и в среднем плиоцене происходило накопление мощных толщ осадков. Уровень среднеплиоценового бассейна был, по-видимому, очень низким по отношению к возвышающейся Туранской равнине (Яншин, 1953; Луппов, 1963; Милановский, 1963). Это привело к интенсивному эрозионному расчленению ее территории. В поздне-

¹ В грабенах Тургайской и Чуйской равнин отложения средней юры местами выполняют грабены и, следовательно, входят в состав первого структурного яруса, а сплошной покров платформенного чехла, образующий второй структурный ярус, начинается с различных горизонтов мела и даже палеогена.

плиоценовое и четвертичное время среднеплиоценовый рельеф был частично покрыт морскими и континентальными осадками, мощность которых обычно не выходит за пределы первых сотен метров. Только в южных окраинных участках плиты, примыкающих к альпийским краевым прогибам и эпиплатформенной орогенической области, в средне-позднеплиоценовое и антропогеновое время продолжалось непрерывное накопление мощных толщ континентальных осадков, компенсировавшее интенсивное прогибание. Таким образом, распространение верхнеплиоценовых и антропогеновых отложений на большей части Туранской плиты в значительной степени связано со среднеплиоценовым рельефом. Эти отложения образуют четвертый структурный ярус платформенного чехла.

Рассмотрение описанных выше карт отчетливо выявляет унаследованный характер структурного плана платформенного чехла от плана фундамента и преемственность его развития на разных стратиграфических уровнях.

Отложения первого структурного яруса выполняют наиболее глубокие прогибы поверхности фундамента Туранской плиты, а в пределах Чуйской и Тургайской равнин — отдельные грабены. На крыльях прогибов и особенно в грабенах они имеют значительно большие углы наклона слоев по сравнению с вышележащими отложениями второго структурного яруса, которые уже сплошным покровом перекрывают фундамент Туранской плиты. Более простая структура платформенного чехла вырисовывается по отложениям третьего структурного яруса. Если амплитуда основных структурных элементов в отложениях первых двух ярусов, как правило, измеряется тысячами метров, а углы падения — градусами и первыми десятками градусов, то в отложениях третьего структурного яруса эти значения уменьшаются соответственно до сотен метров и до минут и десятков минут, т. е. величина деформации отложений третьего структурного яруса уменьшается по сравнению с нижележащими горизонтами примерно в 10 раз. Отложения четвертого структурного яруса на большей части Туранской плиты практически не дислоцированы. Таким образом, из сравнения структурных карт по разным горизонтам платформенного чехла намечается последовательное упрощение структурного плана от более низких слоев к более высоким, причем наиболее резко оно происходит на границах структурных ярусов.

Глава XI

ТЕКТОНИКА И РАЗМЕЩЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

С породами платформенного чехла и фундамента Туранской плиты связаны различные полезные ископаемые. Закономерности размещения формаций, слагающих платформенный чехол и фундамент плиты, а следовательно, и ее полезных ископаемых, контролируются тектоникой.

С платформенным чехлом Туранской плиты прежде всего связаны нефть и газ. Их крупные скопления приурочены к юрским и меловым отложениям юга Туранской плиты. Особенно широко известны уникальное газовое месторождение Газли в пределах Бухаро-Хивинской зоны ступеней, Сернозаводское — на Центральном-Каракумском своде, крупные месторождения нефти и газа — Узень, Жетыбай и Тенга — на северном борту Южно-Мангышлакского прогиба.

Описанию нефтегазоносности отдельных площадей, перспективам поисков нефти и газа в ряде районов и крупных областей Туранской плиты посвящена обширная литература (Денисевич, 1957; Бакиров, 1957, 1958; Кучапин, 1957; Смирнов, 1957; Дьяков, 1957; Бабаев, 1958, 1959а, 1961; Скворцов, 1958; Гарецкий, 1958; Брод, 1959, 1960; Симаков, Семенович и Дикенштейн, 1959; Куприн, 1959; Габрильян и Бабаев, 1959, 1960; Бабаев и Акрамходжаев, 1960; Бабаев и Лебзин, 1960б; Дикенштейн, 1960; Годин, 1960г, 1961; Борисов и др., 1960; Габриэлянц, Дикенштейн и Семенович, 1960; Имашев, Куприн и Семенов, 1962; Ишутин, 1960; А. И. Левин, Л. Э. Левин и Шолохов, 1960; Умаров, 1960, 1962; Гарьковец и др., 1961а, б; Германюк и др., 1961; Денисевич, 1961; Дьяков и др., 1961; Иванчук, 1961; Краев, 1961а, б; Кунин, 1961; Неволин, 1961; Новиков, Спницын и Скворцов, 1961; Акрамходжаев и др., 1962; Амурский и Хорошилов, 1962; Быков, Мальцева и Туранов, 1962; Габрильян, 1962; Гарецкий, 1962б; Тектоника и некоторые вопросы..., 1962; Яншин, 1962; Алиев, Гапеев и Киряченко, 1963; Габриэлянц и Раевский, 1963; Дитмар, 1962, 1963, 1965; Машрыков, Семенович и Смирнов, 1963; Машрыков, Дикенштейн и др., 1963; Семенович, 1963; Бабаев и др., 1964; Тектоника и нефтегазоносность..., 1963; Геологические условия..., 1963; Гапеев и Гейман, 1964; Амурский, Соколов и др., 1964; Геология и перспективы..., 1964; Геология и нефтегазоносность юга СССР, 1964; Дикенштейн, Загоруйко и Спницын, 1964; Каримов, Лебзин и Авазатов, 1964; Рыжков, Сотгиради и др., 1964; Рыжков, Хаймов и др., 1964; Туремуратов, 1964; Ситников, 1964, и др.). В большинстве опубликованных работ рассматриваются вопросы связи тектоники и размещения скоплений нефти и газа. Поэтому ниже мы коснемся лишь некоторых сторон данной проблемы.

Те или иные признаки нефтегазоносности имеются почти на всей территории Туранской плиты, которая является потенциально нефтегазонос-

ной. Однако, как правило, зоны промышленного нефтегазонакопления связаны с областями глубокого прогибания земной коры, т. е. с участками, обладающими достаточно мощным осадочным платформенным чехлом. Поэтому для определения перспектив нефтегазонакопления той или иной части территории плиты важное значение имеет глубина залегания складчатого фундамента (а следовательно, и мощность платформенного чехла), закономерности изменения которой обязаны основным тектоническим элементам плиты (см. рис. 91).

С этой точки зрения, из рассмотрения структурной карты поверхности фундамента сразу же можно сделать вывод, что перспективы нефтегазонакопления эпигерцинской части Туранской плиты несравненно выше, чем ее эпикаледонской части. Исключение в этом отношении составляет только Сыр-Дарьинская впадина, которая заложилась на окраинном участке каледонид, отрезанном от остальной их территории герцинским миогеосинклинальным прогибом Большого Каратау.

При оценке перспектив нефтегазонакопления очень важно выявить мощности непосредственно нефтегазосодержащих толщ, например, юрских отложений (см. рис. 90). Конечно, необходимо иметь в виду не только структурные условия местонахождения возможных скоплений нефти и газа, но и коллекторские свойства нефтегазовмещающих отложений, наличие непроницаемых покрышек и т. д.

Наиболее богатые месторождения газа известны на юге Туранской плиты (Бухаро-Хивинская область, Центрально-Каракумский свод и др.). Они особенно подробно описаны в геологической литературе. Эти газовые месторождения приурочены к стратиграфическим горизонтам от верхов средней юры до турона включительно. Следует отметить, что мощности отложений и интервал нефтегазонакопления увеличивается при переходе с более высоких на более низко расположенные структуры ступеней Бухаро-Хивинской зоны. Большой интерес представляют подсолевые юрские отложения в пределах крупных пологих поднятий юго-востока Туркмении.

Несколько подробнее рассмотрим перспективы нефтегазонакопления западной части Туранской плиты. В этой части плиты (Устюрт, Мангышлак и т. д.) наиболее богатыми нефтесодержащими отложениями являются юрские. Сравнительное изучение результатов поисковых работ на нефть и газ показывает, что здесь основными критериями перспектив нефтегазонакопления можно считать следующие: мощности нефтесодержащих толщ, наличие достаточно мощной покрышки и существование простых по морфологии локальных тектонических форм. В районе крупнейших месторождений нефти и газа на Южном Мангышлаке мощность основного промышленного объекта — юрских отложений (главным образом среднеюрских) — достигает 2000 м (из них на среднюю юру приходится более 800 м), имеются хорошая карбонатно-глинистая покрышка оксфорд-киммериджа мощностью 300—500 м и такие пологие простые антиклинальные структуры, почти лишенные разрывных нарушений, как Узеньская, Жетыбайская и др. Исходя из этих критериев, становятся понятными отрицательные результаты глубокого бурения на ряде объектов Устюрта и Мангышлака.

Так, на Тюбеджикской и Кусайникской антиклиналях Тюб-Караганской мегантиклинали и других структур Мангышлакской системы мощность юрских отложений равна всего 300—400 м, совсем отсутствует верхнеюрская карбонатная покрышка, тектонические формы имеют сложную морфологию и разбиты разрывными нарушениями. Отрицательные результаты бурения в пределах Кассарминской мегантиклинали (площади Геренкудук и Байтерек) и на Кызанской антиклинали (п-ов Бузачи) связаны с резко сокращенной мощностью юрских отложений (около 400 м в первых двух пунктах и до 200 м — в третьем) и отсутствием достаточно мощной покрышки. По тем же причинам отрицательные резуль-

таты оказались на Карабаурской (площадь Кахбахты) и Хоскудукской антиклиналях.

Значительные перспективы следует связывать с разведваемыми в настоящее время Шахпахтинской и Аламбекской антиклиналями. Первая структура расположена в аналогичных с Жетыбаем и Узенем структурных условиях, в ее пределах мощность юрских отложений возрастает до 1000 м и имеется глинистая покрывка келловей-оксфорда мощностью до 200—250 м. Вообще следует отметить, что вся полоса вдоль северного борта Южно-Мангышлакского и Ассакеауданского прогибов от Жетыбая и Узеня на западе вдоль Жетыбайской структурной ступени до Шахпахты на востоке должна стать первоочередным объектом поисковых работ на нефть и газ. В пределах Аламбекской антиклинали и группы структур, в которую она входит, мощность юрских отложений достигает 1000 м, мощность глинистой покрывки келловей превышает 350 м, а сами структуры имеют значительные размеры и просты по морфологии.

Как видно из карты мощностей юрских отложений (см. рис. 90), участки их повышенных значений (2000—3000 м) приурочены к наиболее глубоким областям современных прогибов и впадин: Северо-Устюртского, Южно-Мангышлакского, Ассакеауданского, Барсакельмесской и др. Однако в настоящее время при выборе первоочередных районов сосредоточения геолого-геофизических поисковых работ на нефть и газ необходимо учитывать реальную возможность глубины бурения основного современного парка станков. Отсюда возникает необходимость учета не только мощности юрских отложений, но и глубины залегания их кровли, которая не должна превышать 2000—2500 м. К районам, удовлетворяющим этим требованиям и отмеченным выше основным критериям, на западе Туранской плиты относятся северный и южный борта Ассакеауданского и Южно-Мангышлакского прогибов, полоса к северу от разлома северного ограничения Мангышлакской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей, Аламбекско-Кабанбайская зона поднятий, периферия Кассарминской мегантиклинали, Устюртско-Аяккумская зона поднятий и другие положительные структуры на борту Северо-Устюртского прогиба. В указанных районах в первую очередь необходимо вести поиски локальных положительных структур и подготовку их к глубокому бурению. В этих районах кровля юрских отложений залегает на глубинах до 2000—2500 м, а их мощность достигает 1500—2000 м. Кроме того, здесь имеются достаточно мощные верхнеюрские отложения — надежные покрывки, а также крупные пологие антиклинали, седловины и структурные носы.

Большой интерес в этом отношении представляет Устюртско-Аяккумская зона поднятий, расположенная в Северо-Западном Приарале, в районе смыкания Северо-Устюртского и Челкарского прогибов. Мощность юрских отложений, по данным геофизических исследований, здесь достигает 1500—2000 м, а их кровля в сводовых частях структур прослеживается на глубине 2000—2200 м. Входящие в состав упомянутой зоны поднятий структуры имеют крупные размеры и простую морфологию. Мощность отложений верхней юры, по-видимому, достигает здесь 300 м (Плещеев, 1964; Авров и др., 1965; Гарецкий, Кирюхин и Плещеев, 1965).

В глубоких прогибах и впадинах Туранской плиты развиты мощные верхнетриасовые — нижнеюрские отложения — породы первого структурного яруса платформенного чехла. Они вскрыты немногими скважинами и еще слабо изучены. В других районах Урало-Сибирской эпипалеозойской платформы (Северное Предкавказье, Челябинский грабен и т. д.) с ними связаны признаки нефти и газа и даже их небольшие месторождения. Поэтому на Туранской плите отложения верхнего триаса и нижней юры могут быть перспективными для поисков нефти и газа. Работы по их всестороннему изучению следует усилить. При этом необходимо учитывать, что хотя верхнетриасовые — нижнеюрские отложения с вышеописан-

ными горизонтами средней и верхней юры составляют единую нефтегазонаосную толщу, они подвержены процессам эпигенеза и обладают худшими коллекторскими свойствами.

Условия, благоприятные для скоплений нефти и газа, могут возникнуть не только в юрских и меловых отложениях, но и в более высоких горизонтах — в отложениях палеогена. Так, на Северо-Западном Устье, на борту Северо-Устьюртского прогиба, работами экспедиции № 11 ВАГТ в 1959—1962 гг. была доказана промышленная газоносность верхней части верхнеэоценовых отложений в пределах Мынсуалмасской группы структур (Плещеев, 1960, 1962; Кирюхин и Плещеев, 1964). В 1964 г. в тех же верхнеэоценовых отложениях Северо-Западного Приаралья (Базайско-Аккулковское поднятие) было обнаружено газовое месторождение с запасами больше 18 млрд. м³ (Авров и др., 1965). Газоносные морские отложения кумского горизонта верхнего эоцена в литологически благоприятных фациях выдержаны на расстоянии во многие сотни километров в пределах Северного Устьюрта, Предустюртских равнин и Северного Приаралья. Мощность и песчанистость этих отложений в общем увеличиваются с юго-запада на северо-восток. Там, где над ними залегают надежные глинистые покрывки (глины белоглинского горизонта верхнего эоцена и чеганской свиты нижнего олигоцена) и имеются благоприятные структурные формы, могут быть выявлены новые месторождения газа.

Определенный интерес в отношении нефтегазоносности имеет верхний структурный ярус фундамента Туранской плиты. Весьма благоприятные условия для скоплений нефти и газа в его породах имеются в Джекказганско-Чуйской впадине. Здесь среди средне-верхнепалеозойских отложений встречаются хорошие терригенные и трещинные коллектора, довольно мощные покрывки (такие, как соленосные породы нижней перми и верхнего девона — нижнего карбона) и подходящие структурные формы (брахиантиклинали, купола и др.). В средне-верхнепалеозойских отложениях Джекказганско-Чуйской впадины уже установлены прямые признаки нефтегазоносности в виде углеводородных газов, скоплений капельно-жидкого битума, прослоев закарстованных песчаников и т. д. О перспективах нефтегазоносности этой впадины имеется довольно большая литература (Кучапин, 1957; Суббота, 1959; Бакиров, Чимбулатов и Лушков, 1961; Новиков, Сеницын и Скворцов, 1961; Кунин, 1961; Елисеев, 1962; Невский, 1962; Дитмар, 1962, 1963, 1965; Новиков, Сеницын и Филиппев, 1963; Дитмар, Ли и Филиппев, 1964; Дикенштейн, Новиков и др., 1964, и др.).

Следует отметить, что средне-верхнепалеозойские отложения каледониды за границей, ни в Советском Союзе не дали пока что промышленных месторождений нефти и газа. Поэтому в целом они не могут рассматриваться как первоочередной объект для поисков нефти и газа. Однако в Джекказганско-Чуйской впадине в отличие от других впадин подобного типа имеются исключительные условия. Здесь развиты наиболее идеальные покрывки — верхнедевонская и пермская соляные толщи, относительно неплохие коллекторы и крупные пологие структуры. Все это создает благоприятную обстановку для поисков нефти и газа.

Верхнепалеозойско-триасовый комплекс герцинской части фундамента Туранской плиты в отношении перспектив нефтегазоносности на разных участках не одинаков. В пределах Мангышлакской и Туаркырской зон он подвергся интенсивной складчатости в конце триаса, претерпел значительное уплотнение и поэтому мало перспективен для поисков нефти и газа. На остальной территории он залегают плащеобразно, дислоцирован значительно слабее и может быть нефтегазонаосным. Поэтому одновременно с поисками месторождений нефти и газа в наиболее перспективных юрских и нижнемеловых отложениях здесь необходимо ставить специальные работы по изучению условий залегания верхнепалеозойско-триасовых

пород, их коллекторских свойств и других параметров, характеризующих перспективы нефтегазоносности этих пород. Следует напомнить, что в близких в формационном отношении красноцветных отложениях верхней перми — триаса Южной Эмбы содержатся промышленные месторождения нефти (Джаксымай, Кенкияк и др.).

Между северо-восточным окончанием Южно-Эмбенского моноклинала и Сакмарско-Кокпектинским разломом, ограничивающим с запада осевую зону Урала, расположена область Атжаксинского периклинального прогиба с развитием мощных каменноугольных и нижнепермских, в основном молассовых отложений, перекрытых 600—900-метровым чехлом мезокайнозойских осадков. Как показало бурение, к западу от Кокпектинской антиклинали вскрытая мощность карбонатно-терригенных пород только нижней перми и верхнего карбона превышает 2000 м. В отложениях карбона — нижней перми здесь обнаружены примазки битума и породы с запахом нефти. Аналогичные по возрасту нижние сероцветные молассы Актюбинского периклинального прогиба регионально нефтеносны. Однако в этом прогибе верхнепалеозойские молассовые отложения интенсивно дислоцированы, сильно уплотнены, сцементированы и лишены первоначальных коллекторских свойств (хотя и там есть неплохие трещинные коллектора).

К югу интенсивность дислокаций пород молассовой формации убывает. Породы этой формации, вскрытые скважинами к западу от Кокпектинской антиклинали, обладают лучшими коллекторскими свойствами, чем в Актюбинском Приурале. С этой точки зрения, вся полоса Атжаксинского периклинального прогиба, скрытого породами мезокайнозоя, заслуживает пристального внимания.

В платформенном чехле здесь развиты почти меридиональные антиклинальные структуры, которые протягиваются на расстояние от 50 до 100 км. По кровле мела их амплитуда достигает 40—80 м. Исходя из принципа унаследованности, такого же знака структуры можно ожидать и в палеозое. Наиболее перспективными здесь следует считать три антиклинали: Токсанбайскую, Жиделинскую и Саралжиндинскую. В этом районе необходима постановка сейсморазведочных и буровых работ.

В отдельных довольно редких случаях относительно небольшие скопления нефти и газа можно ожидать и в более древних отложениях палеозоя, чем породы верхнего структурного яруса. Так, в сравнительно слабо дислоцированных нижнекаменноугольных отложениях юга Берчогурской синклинали обнаружены богатые признаки нефтеносности (Козлов и Гладышева, 1954; Гарецкий, 1958). Жидкая нефть здесь встречается в относительно небольших синклиналиных складках, осложняющих западное крыло Берчогурской синклинали. В такого же порядка сопряженных с ними антиклиналях этого крыла следует ожидать более благоприятные условия для формирования скоплений нефти. На юге Берчогурской синклинали и на восточном борту Чушкакульской мегантиклинали необходимо провести поиски погребенных антиклиналей и их последующее разбуривание с целью обнаружения нефти. Относительно слабая дислоцированность и уплотненность нижнекаменноугольных отложений Берчогурской синклинали связана с местным интенсивным проявлением предверхнедевонской складчатости. В связи с этим здесь локально в верхнем девоне — нижнем карбоне накапливались ранние орогенные толщи молассового типа. О возможности поисков нефти и газа в палеозойских отложениях на юге Туранской плиты в последнее время писали О. А. Рыжков, К. А. Сотириади и др. (1964), О. А. Рыжков, Р. Н. Хаимов и др. (1964), И. Х. Хамрабаев, О. А. Рыжков и др. (1964). В ряде случаев такие поиски имеют смысл, но лишь до тех пор, пока речь идет об отложениях молассового ряда и то только на площадях относительно спокойного их залегания. Поиски нефти и газа в более древних геосинклиналиных отложениях фундамента герцинской части Туранской плиты вряд ли могут считаться оправданными

из-за большой сложности тектоники этих пород и отсутствия среди них толщ, сохраняющих на достаточно больших пространствах коллекторские свойства.

К платформенному чехлу Туранской плиты приурочен ряд крупных артезианских бассейнов, содержащих пресные питьевые, минеральные лечебные и горячие воды. Значение первых в безводных пустынных условиях равнинного Казахстана и Средней Азии неогенимо, вторые могут служить основой для создания лечебниц, курортов и, наконец, третьи представляют собой мощный источник энергии, обладающий огромными ресурсами и постоянной естественной возобновляемостью. Наиболее благоприятные условия возникновения артезианских бассейнов появляются в крупных синеклизах, прогибах, впадинах, мегасинклиналях, синклиналях и мульдах, выполненных мощными толщами терригенных осадков. Из серии структурных карт Туранской плиты, начиная от поверхности фундамента и кончая подошвой неогеново-антропогеновых отложений, легко вычитываются подобные перспективные структуры. Воды многих артезианских бассейнов Туранской плиты (Челкарского, Донгузтауского, Приаральско-Кызылкумского, Чуйского, Каракумского и др.) с успехом применяются в народном хозяйстве страны (Яншин, 1952; Ахмедсафин, 1957; Сыдыков и Сотников, 1958; Ахмедсафин и Сыдыков, 1964; Гидрогеологическое районирование..., 1964, и др.).

В ряде случаев тектоника определяет качество вод. Так, например, в соседних артезианских бассейнах — Челкарском и Саксаульском — тектоническим строением обусловлен различный дренаж. В связи с этим в Челкарском бассейне, где существует хорошая разгрузка, альб-сеноманский горизонт содержит пресные воды, а в Саксаульском бассейне, где таких условий нет, воды этого горизонта сильно минерализованы. Знание тектонических условий позволяет определить характер гидродинамики бассейна, которая влияет на качество вод.

Угленосные формации на Туранской плите главным образом связаны с грабенами и грабен-синклиналями, выполненными триасово-юрскими толщами нижнего структурного яруса платформенного чехла. Для этих формаций характерно относительно небольшое площадное распространение и нередко быстро изменяющиеся от участка к участку мощности. Угленосные отложения в той или иной степени дислоцированы. Угли большей частью бурые и имеют континентальное происхождение. В общем балансе угольных месторождений они занимают небольшое место. Однако для Казахстана и Средней Азии эти угли являются одним из основных энергетических источников. Триасово-юрские депрессии, показанные на карте распространения юрских отложений Туранской плиты, либо содержат уже известные месторождения угля, либо являются перспективными с точки зрения их поисков. Необходимы дальнейшие работы по выявлению триасово-юрских депрессий, которые во многих случаях могут быть обнаружены на доступных для разработки глубинах.

Бурые угли, встречающиеся в средне-верхнеолигоценовых отложениях Северного Приаралья и Тургая, обнаруживают определенную связь со структурой района. Средне-верхнеолигоценовые породы формировались в условиях обширной заболоченной аллювиальной равнины с большим количеством мелких озерных водоемов. Они везде богаты обугленным растительным веществом. Однако в антиклинальных разрезах свиты это — распыленный в глинах обугленный растительный детрит или тонкие сажистые прослой, не превышающие по мощности нескольких сантиметров. В синклинальных разрезах среди глин и алевроитов уже часто встречаются небольшие прослой бурого угля мощностью в первые десятки сантиметров. В двух местах Арало-Тургайской низменности бурые угли образуют даже крупные линзы и пласты мощностью до 5—8 м. Эти места соответствуют наиболее крупным из молодых прогибов. Одно из них расположено на юге

Челкарского прогиба, в районе соленого озера Кашкарата, другое — в Тургайской синеклизе, в бассейне р. Жиланчик и на водоразделе ее с р. Тургай. Связь мощных залежей угля с центральными частями этих двух прогибов, очевидно, объясняется тем, что они формировались в эпоху отложения пород среднего — верхнего олигоцена.

Работами Л. Н. Формозовой (1949, 1953, 1959) были выяснены закономерности пространственного и возрастного размещений оолитовых железных руд Северного Приаралья. Было выявлено, что эти руды приурочены к среднеолигоценовым отложениям тургайской серии. Последние наиболее полно развиты только в синклиналих структурах. На антиклиналях слои тургайской серии или совсем размыты, или сохранились на небольших участках и имеют сокращенную мощность. Наиболее крупная, Кокбулакская, группа месторождений приурочена к Джиланской синклинали. Кутанбулакское, Талдыэспинское и некоторые другие месторождения расположены в пределах Чокусинской синклинали. Ряд более мелких месторождений и проявлений оолитовых железных руд имеется в Тугузской синклинали и Челкарском прогибе.

Образование месторождений континентальных оолитовых железных руд связано с началом значительных поднятий палеозойского Мугоджарского хребта над прилегающими равнинами. В это время усилился рост унаследованных дислокаций периферии Мугоджар. Особенности строения тургайской серии свидетельствуют о том, что эти дислокации были конседиментационными. В связи с такой тектонической обстановкой древние эрозионные депрессии, выполненные осадками кутанбулакской свиты, приурочены исключительно к синклиналим структурам.

Интересно, что внутри синклиналей детали тектонического плана контролируют многие особенности строения железорудных месторождений, в частности мощность залежей и качество руд. Л. Н. Формозова (1959) приводит ряд примеров, из которых видно, что мощности железных руд значительно увеличиваются в более прогнутых участках месторождения и уменьшаются — в менее прогнутых. Одновременно с увеличением мощности в частных прогибах улучшается качество руд. В менее прогнутых участках они опесчаниваются.

Прослеживание под платформенным чехлом определенных тектонических зон фундамента, которые в открытых частях содержат месторождения того или иного полезного ископаемого, позволяет надеяться на открытие того же полезного ископаемого в их погребенных частях, в пределах доступной для современной техники глубины залегания фундамента.

Так, вдоль восточной границы осевой антиклинальной зоны Уральской складчатой системы известны крупные интрузии ультрабазитов, к которым на Южном Урале приурочены крупнейшие месторождения хрома и никеля. По Кокпектинской мегантиклинали подземное продолжение осевой зоны Урала прослеживается далеко на юг, вплоть до северных чинков Устюрта. В сводовых частях мегантиклинали складчатый фундамент погружен на незначительную глубину. Здесь можно ожидать наличие ультрабазитовых массивов, погребенных на доступную для бурения глубину. Действительно, в Примугоджарье был обнаружен ряд таких массивов (Гарецкий и Яншин, 1959; Коблов, 1961; Грешнер и др., 1963). Один из них расположен в 30 км к югу от ст. Эмба, а другой — в своде Кокпектинской антиклинали и на западном борту Чушкакульской мегантиклинали. Эти ультрабазитовые массивы (и в особенности наиболее крупный из них — Кокпектинский), несомненно, представляют интерес в отношении поисков хромитовых и никелевых руд (Гарецкий и Яншин, 1959; Коблов, 1961).

В Кустанайско-Аральской зоне Уральской системы в северной части Тургайской равнины под маломощным чехлом осадочных пород обнаружены крупнейшие месторождения магнетитовых железных руд. Прослеживая эту тектоническую зону к югу, мы тем самым определяем площадь,

перспективную для поисков таких месторождений. Безусловно, вся выделенная зона заслуживает внимания в связи с возможностью открытия в ее пределах железорудных месторождений.

В связи с обнаружением различных полезных ископаемых (золото, никель, медь, вольфрам и др.) в выступах и грядях палеозойского фундамента Кызылкумов очень важными представляются работы по выявлению структурно-фациальных зон этого района, которые проводит Главгеология Узбекской ССР (Гарьковец, 1964а, б; Бухарин, Пяновская и Пятков, 1964). Выделение таких зон с характерным для каждой из них парагенезом полезных ископаемых расширяет площадь, перспективную для поисков того или иного вида минерального сырья, и дает правильное направление поисковым и разведочным работам как в обнаженной, так и в погребенной частях фундамента.

Дальнейшее изучение тектонических закономерностей размещения полезных ископаемых в чехле и фундаменте Туранской плиты является главной задачей всех исследователей этой еще слабо изученной обширной территории. Совместные усилия, целеустремленно направленные на выявление этих закономерностей, принесут богатые плоды по увеличению минеральных ресурсов нашей страны.

Глава XII

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ СХОДСТВА И РАЗЛИЧИЯ В СТРОЕНИИ МОЛОДЫХ И ДРЕВНИХ ПЛИТ

Если сравнить Туранскую плиту Урало-Сибирской молодой платформы и Русскую плиту Восточно-Европейской древней платформы (исключая ее глубочайшие окраинные синеклизы — Печорскую и Прикаспийскую)¹, то окажется, что в пределах первой колебания глубины залегания фундамента и наклона его поверхности в 2—3 раза больше, чем в пределах второй. По предельной разнице колебаний отметок положение кровли мела почти на всей Туранской плите можно сравнить с положением поверхности кристаллического фундамента на больших площадях Русской плиты. Вполне сравнимы и наклоны этих поверхностей. По размаху тектонических движений к кровле мела Туранской плиты близки (а обычно имеют меньшие значения) более высокие горизонты палеозоя Русской плиты. Наклон же слоев здесь, как правило, значительно меньше. Наклон слоев палеозоя Русской плиты обычно колеблется от 2 до 10 м на 1 км и только в районах флексур достигает 13—20 м на 1 км. Близкие величины имеет наклон кровли отложений мела в эпикаледонской части Туранской плиты. Еще более спокойны условия залегания мезозойских горизонтов Русской плиты. Правда, в отдельных интенсивно прогибавшихся ее впадинах (например, в Днепровско-Донецкой) предельные колебания поверхности сеноманских отложений достигают 1000 м и более и по амплитуде приближаются к колебаниям кровли меловых отложений многих районов Туранской плиты. Но даже в сравнении с этой областью Русской плиты колебания глубин залегания стратиграфически более высокого, чем поверхность сеномана, горизонта, каким является кровля мела, в пределах Туранской плиты имеют значительно больший размах. Еще значительно эти поверхности различаются по их наклону, который на Туранской плите, как правило, больше в 2—5 раз.

Таким образом, общая интенсивность тектонических движений, а также их интенсивность за единицу геологического времени и дифференцированность на Туранской плите значительно выше, чем на Русской (Гарецкий, Самодуров и др., 1963; Гарецкий, 1964).

Туранская плита (как и другие молодые плиты) значительно отличается от Русской плиты (и других древних плит) общим рисунком структурного плана. Для древних плит характерно мозаичное чередование изометричных крупных антеклиз, синеклиз и впадин. Структуры первого

¹ Фундамент этих синеклиз на большей их территории, по-видимому, окажется байкальским (Журавлев, 1964). Отнесение эпибайкальских платформ к древним является спорным. По мнению некоторых исследователей (Яншин, 1965), их следует причислять к молодым. Скорее всего по особенностям тектоники платформенного чехла они занимают промежуточное положение между теми и другими («зрелые» платформы).

порядка молодых плит имеют в общем меньшие размеры, обладают значительно большей линейностью и отличаются, как правило, закономерной последовательной сменой в пространстве положительных и отрицательных структурных форм. На древних платформах, в отличие от молодых, отсутствуют линейные выходы фундамента типа хребтов, кряжей и гряд.

В то же время некоторые структурные элементы молодых платформ имеют сходство со структурными формами древних платформ. Это прежде всего выходы фундамента типа щитов, массивов и выступов. На плитах тождественными структурами являются синеклизы, впадины, грабены, своды, моноклинали и зоны ступеней.

Молодым плитам свойственны специфические крупные структурные элементы, отсутствующие на древних плитах. К таким структурам принадлежат линейные прогибы, системы мегантиклиналей и мегасинклиналей и одиночные мегантиклинали. Часто мегантиклинали молодых плит называют валами, отождествляя их с валами древних плит. Однако мегантиклинали молодых плит и валы древних плит — совершенно различные структуры как по морфологии, так и по генезису. Валы древних платформ или даже их группы никогда не представляют собой самостоятельных крупных структурных элементов, равнозначных синеклизам, а всегда являются лишь их структурными осложнениями (Шатский, 1945; Мушенко, 1963). Мегантиклинали и особенно их системы представляют собой самостоятельные структурные элементы такого же ранга, как синеклизы, впадины, прогибы и своды. Валы не создают, подобно мегантиклиналям, линейно выдержанных систем. Кроме того, они почти никогда не сопровождаются равновеликими отрицательными структурами. Валы древних платформ возникли на поздних этапах развития плит, а мегантиклинали молодых платформ унаследованно развивались с самых начальных этапов формирования платформенного чехла. Морфология валов обычно упрощается от более молодых к более древним стратиграфическим горизонтам. Строение мегантиклиналей, наоборот, усложняется при переходе от более молодых слоев к более древним. Валы обычно связаны с разломами, секущими простирания магнитных аномалий, т. е. не совпадающими с простиранием дислокаций фундамента. Напротив, мегантиклинали молодых плит всегда строго наследуют крупные положительные структуры фундамента. Валам древних платформ иногда соответствуют депрессии в поверхности фундамента, чего никогда не бывает на молодых платформах, где мегантиклиналям чехла соответствуют более резко выраженные поднятия фундамента.

В свою очередь один из характернейших структурных элементов древних плит — антеклизы — на молодых платформах, по-видимому, отсутствует. Наиболее крупными положительными нелинейными структурами в чехле молодых платформ являются своды, которые, вероятно, тождественны сводам древних платформ, но существенно отличаются от антеклиз значительно меньшими размерами и своим образованием. Если антеклизы, как это установлено работами Н. С. Шатского, А. И. Мушенко и других, являются структурами пассивными, образующимися в результате часто разновременного опускания соседних синеклиз, то своды молодых платформ — это структуры активного воздымания, что доказывается историей их тектонического развития.

Отмеченные выше отличия основных структурных элементов молодых и древних платформ объясняются, главным образом, разной продолжительностью перерыва между временем складчатости фундамента и временем начала образования чехла. Кристаллический цоколь древних платформ после складчатости, которой закончилось геосинклинальное развитие их территории, длительное время испытывал восходящие движения и подвергался размыву. С этим связаны многие особенности тектонических явлений начала неогена, а точнее говоря, всей рифейской эры. Важно отметить,

что на Восточно-Европейской платформе карельский и местами, может быть, готский складчатый фундамент в местах, где он достигнут бурением, покрывается слоями вендского комплекса или других систем верхнего рифея. Время складчатости фундамента и время начала формирования платформенного чехла разделено здесь промежутком не менее 500—700 млн. лет. Конечно, в течение этого огромного промежутка времени в отдельных локальных впадинах фундамента, сравнительно небольших по размерам, происходило накопление пород платформенного типа. Таковы отложения иотния, а в некоторых местах может быть, даже ятулия на Балтийском щите, породы овручской свиты на Украинском массиве (Новикова, 1964; Палей, 1963). Однако эти отложения нигде не занимают сколько-нибудь больших площадей. В частности, они не вскрыты ни одной из скважин, достигших фундамента в пределах Русской плиты, и мы вправе говорить, что вся Восточно-Европейская платформа, за исключением, может быть, самых восточных районов, до верхнего рифея представляла собой огромный щит, испытывавший поднятия и подвергавшийся размыву.

На Сибирской платформе вокруг Анабарского массива и в Учуро-Майском районе восточного склона Алданского щита в основании платформенного чехла известны породы, возраст которых по глаукониту определяется в 1600—1700 млн. лет. Эти цифры нуждаются в подтверждении. Однако, если даже признать их правильными, то необходимо иметь в виду, что возраст складчатости фундамента, на котором залегают эти породы, является архейским или нижнепротерозойским, т. е. промежуток времени между концом геосинклинального режима и началом формирования платформенного чехла здесь все равно составляет многие сотни миллионов лет. Подобное явление мы наблюдаем и на других древних платформах.

На молодых платформах наблюдается совершенно противоположная картина. Погружения их значительных территорий начались почти сразу же после складчатости, создавшей их фундамент. Герциниды Западной и Центральной Европы формировались в течение среднего и верхнего карбона, но уже в нижней перми они начали плащеобразно перекрываться красноцветными платформенными осадками. В некоторых зонах Туранской плиты, например в Мангышлакской, складчатость фундамента закончилась только в верхнем триасе, хотя в это время на других участках той же плиты, по-видимому, уже началось накопление платформенного чехла (на Мангышлаке оно началось не позже нижней юры). Фундамент Западно-Сибирской плиты в разных ее частях, вероятно, разновозрастен, но в западной, приуральской, ее части и на продолжении Рудно-Алтайской зоны возраст его складчатости, несомненно, позднегерцинский — пермский. Между тем, платформенный чехол на обширных пространствах Западной Сибири начинается тюменской свитой, которая охватывает нижнюю и среднюю юру.

Таким образом, перерыв между временем складчатости фундамента и началом формирования платформенного чехла на молодых плитах обычно не превышает нескольких десятков миллионов лет. Следует помнить, что даже современная эпоха для молодых платформ является менее удаленной во времени от эпохи складчатости фундамента, чем вендский или кембрийский период и эпоха складчатости фундамента древних платформ, т. е. все время образования чехла молодых платформ меньше, чем перерыв в основании чехла древних платформ.

Именно относительная близость времени складчатости фундамента и начала формирования осадочного чехла определила специфику структурного развития молодых платформ: широкое распространение в их пределах линейных структур, которые являются унаследованными по отношению к геосинклинальным структурам основания.

Тектонические движения, вызвавшие складчатость заключительных этапов геосинклинального развития, не прекратились мгновенно. В ослаб-

ленном виде они еще продолжались некоторое время уже после начала существования платформенного режима. Они-то и создают характерные для молодых платформ линейные структуры. Интенсивность и длительность этих движений в разных зонах одной и той же плиты зависят от времени складчатости фундамента и ее напряженности. В зонах, где складчатость фундамента более поздняя и, следовательно, промежуток времени между ней и началом формирования чехла короче, интенсивность его унаследованных дислокаций возрастает. Так, наиболее резкие дислокации возникли в Мангышлакской и Туаркырской зонах, складчатость фундамента которых произошла в конце триаса. Менее резкие, но весьма отчетливые дислокации развиты в платформенном чехле в районе южного погружения Урала, где складчатость началась в верхнем карбоне и закончилась в нижнем триасе. Еще менее выразительные и обычно более крупные унаследованные структуры (типа зон прогибов, реже одиночных мегантиклиналей) расположены в районе Северного Устюрта и низовьях р. Аму-Дарьи, на продолжении широтных герцинид Тянь-Шаня, складчатость которых началась в среднем карбоне и, по-видимому, закончилась раньше, чем на Урале. На эпикаледонской части Туранской плиты в мезо-кайнозойских отложениях унаследованные дислокации почти полностью отсутствуют. Здесь в мезозое возникли крупные изоморфные платформенные структуры типа синеклиз (Тургайская, Чуйская) и впадин (Сыр-Дарьинская).

Сравнивая разные плиты молодых платформ, можно заметить, что интенсивность и длительность развития унаследованных дислокаций в их чехле возрастает на тех плитах, которые расположены ближе к активно развивающимся геосинклинальным областям. Близость таких областей, а также областей эпиплатформенного орогенеза особенно влияет на сложность и интенсивность дислокаций непосредственно прилегающих к ним крайних участков молодых плит.

Однако даже при наиболее благоприятном сочетании всех факторов длительность эпохи формирования линейных унаследованных структур на молодых платформах не превышает 150—170 млн. лет (Яншин, 1951). В Зауралье их образование закончилось до палеогена, в Парижской синеклизе — до верхнего олигоцена, в Северном Приаралье — до верхнего миоцена, на Мангышлаке и Красноводском полуострове — до верхнего плиоцена.

Чем более интенсивно и длительно протекал процесс формирования линейных унаследованных структур на молодых платформах, тем больше отличается их общий структурный облик от облика древних платформ. В тех областях молодых платформ, где унаследованные движения в силу каких-то причин не происходили или были ослаблены, структуры чехла по своей морфологии начинают приближаться к структурам древних платформ.

Возможно, что унаследованные движения, приведшие к специфике молодых платформ, имели место и на древних платформах, но они по времени соответствовали ранним этапам развития древних платформ, когда последние находились в стадии поднятия и их платформенный чехол на большей части площадей еще не начал формироваться. Поэтому соответствующих структур на древних платформах мы не знаем. Может быть, дальнейшее исследование еще крайне слабо изученных структур раннеплатформенных отложений ягулия и ютния покажет, что по характеру они являются унаследованными от геосинклинального периода развития.

Имеющиеся значительные различия между древними и молодыми платформами привели некоторых исследователей (Шейнманн, 1959; Соболевская, 1964; Косыгин и Трофимук, 1965) к выводу о резком противопоставлении их друг другу и даже к отрицанию существования молодых платформ как особой самостоятельной структурной единицы земной коры.

Различия в характере структур молодых и древних платформ, несомненно, существуют, однако они легко объяснимы разной историей развития этих крупных элементов земной коры и поэтому не говорят о принципиально отличном характере тектонических движений. Ряд структурных форм на древних и молодых платформах является общим. Отличные структурные формы могут иметь разную степень различия. Поэтому, сравнивая между собой многочисленные древние и молодые платформы Евразии и других континентов, можно расположить их в ряд с довольно последовательным изменением характера структурных форм. Лишь крайние звенья этого ряда будут обладать достаточно резкими различиями. Все это убеждает нас в том, что древние и молодые платформы относятся к одной категории крупных структур земной коры и не должны противопоставляться друг другу.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев З. А. 1960. Результаты разведочного бурения на нефть и газ в Прикопетдагском прогибе. В кн.: «Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии». М., Гостоптехиздат.
- Авров П. Я. 1957. Тектоника и перспективы нефтегазоносности верхнепалеозойских отложений Актыубинского Приуралья.— Изв. АН Казах. ССР, серия геол., вып. 1 (26).
- Авров П. Я., Булекбаев З. Е., Гарецкий Р. Г., Дальян И. Б., Игуменов В. М., Царев В. А., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. 1965. Новый газоносный район Приаралья.— Докл. АН СССР, 162, № 2.
- Авров П. Я., Космачева Л. Г. 1963. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Актыубинского Приуралья и Западного Примугоджарья. Алма-Ата, Изд-во АН Казах. ССР.
- Азбель К. А. 1961. Новые данные по стратиграфии пермских отложений юго-западных склонов Джунгарского Алатау.— Изв. АН Казах. ССР, серия геол. наук, вып. 4 (45).
- Айзберг Р. Е. 1961. Основные черты строения Приамударьинской части Юго-Восточной Туркмении.— Геол. нефти и газа, № 2.
- Айзберг Р. Е., Амурский Г. И. 1961. Современный структурный план зоны Репетекского глубинного разлома.— Геол. нефти и газа, № 3.
- Айзберг Р. Е., Камышев Н. Н. 1960. О солянокупольных поднятиях Юго-Восточных Каракумов и возрасте слагающих их отложений.— Геол. нефти и газа, № 6.
- Айзберг Р. Е., Кокорина Л. К., Коц В. Г. 1964. Погребенное продолжение мегантиклинали Юго-Западного Гиссара.— Сов. геол., № 11.
- Айзенберг М. А. 1963. Определение гравитационного эффекта по структурным картам.— Развед. и промысловая геофиз., № 47.
- Акрамходжаев А. М., Федотов Ю. А., Минакова Н. Е., Ибрагимов З. С., Жукова Е. А. 1962. Геология и некоторые вопросы нефтегазоносности Каракалпакии. Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР.
- Алексеев В. С., Фокин А. С. 1964. Геологическое строение северо-западной части Центрального Устюрта.— Труды треста «Союзбургаз», вып. 4.
- Алексеев А. С., Вольвовский И. С., Ермилова Н. И., Крауклис П. В., Рябой В. З. 1963. К вопросу о физической природе некоторых волн, регистрирующихся при ГСЗ I, II, III.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 11.
- Алексеев А. С., Вольвовский И. С., Ермилова Н. И., Крауклис П. В., Рябой В. З. 1964. К вопросу о физической природе некоторых волн, регистрируемых при ГСЗ I, II, III.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 1 и 2.
- Алексейчик С. Н. 1941. Геологическое строение и нефтеносность полуострова Мангышлак.— Труды Нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, новая серия, вып. 16.
- Алешин В. М. 1959. Условия залегания палеогеновых отложений Южно-Эмбенского поднятия Северо-Западного и Северного Устюрта.— Труды Ин-та нефти АН Казах. ССР, 3.
- Алиев И. М., Гапеев В. В., Кириенко Г. И. 1963. Перспективы нефтегазоносности Байрамали-Репетекской зоны поднятий.— Изв. АН Туркм. ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 6.
- Алиев И. М., Дикенштейн Г. Х., Кравченко Н. Е., Теплицкий В. А. 1965. Основные черты глубинного геологического строения восточной части Туркменской ССР.— Геол. нефти и газа, № 2.
- Амурский Г. И. 1964. О закономерностях развития верхнего структурного этажа Туркмении.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Амурский Г. И. 1965. Краткий историко-тектонический обзор послелюрских эта-

- пов развития территории Туркмении. В кн.: «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». М., Изд-во «Наука».
- Амурский Г. И., Борисов А. А. 1964. Проявление региональных разломов в осадочном чехле территории Туркмении.— Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Амурский Г. И., Борисов А. А., Жукоборский Ф. Я. 1964. О приразломных валах Каракумской области эпигерцинской платформы.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 12.
- Амурский Г. И., Габриэлянд Г. А., Дикенштейн Г. Х., Ишутин В. В., Спикин В. А. 1962. Флексурно-разрывная зона окаймления Центрального Каракумского свода.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 37, вып. 5.
- Амурский Г. И., Дикенштейн Г. Х. 1963. Неоген-четвертичные движения на территории Туркмении.— Сов. геол., № 10.
- Амурский Г. И., Ишутин В. В. 1963. Новые данные о тектонике Верхнеузбойского прогиба.— Новости нефть и газ. техн., геол. № 9.
- Амурский Г. И., Мильштейн Д. М., Смирнов Л. Н. 1961. Современная структура и основные черты тектонического развития Юго-Восточного Туркменистана. Ашхабад. Изд-во АН Туркм. ССР.
- Амурский Г. И., Соколов В. Я., Семенцов А. Ф., Воловик В. Г. 1964. Новые данные по тектонике и перспективам нефтегазоносности приразломных зон Юго-Востока Туркмении.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 8.
- Амурский Г. И., Хорошилов Ю. Н. 1962. О поисковых работах на нефть и газ в Питнякском районе.— Изв. АН Туркм. ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 5.
- Амурский Г. И., Хорошилов Ю. Н., Барташевич О. В. и др. 1964. Тектоника и перспективы нефтегазоносности северо-западной части Бухаро-Хивинской области. В кн.: «Геология и нефтегазоносность некоторых районов Средней Азии». М., ЦНИИТЭнефтегаз.
- Ананьева Е. М., Бугайло В. А., Сегаль З. Я., Топорков Д. Д., Тычкова Т. В. 1963. Результаты геофизических работ по оценке перспектив угленосности Тургайского прогиба.— Изв. АН Казах. ССР, серия геол. наук, вып. 3 (54).
- Андреев Б. А. 1960. Геофизические методы в региональной структурной геологии. М., Госгеолтехиздат.
- Андреев С. С., Миссарский С. И., Рустанович Д. Н., Харин Д. А. 1954. Исследование слабых землетрясений Юго-Западной Туркмении.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 2.
- Андрусов Н. И. 1911. Краткий геологический очерк полуострова Тюб-Карагана и Горного Мангышлака.— Труды Комис. Моск. сельхоз. ин-та по исслед. фосфоритов, серия 1, 3.
- Андрусов Н. И. 1915. Материалы для геологии Закаспийской области. Ч. II. Мангышлак.— Труды Арало-Каспийск. экспед., вып. 8.
- Арабаджи М. С., Васильев Ю. М., Мильничук В. С. 1963. Новые данные о рельефе складчатого основания Устюрта в связи с перспективами его нефтегазоносности.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 2.
- Архангельский А. Д. 1923. Введение в изучение геологии Европейской России, ч. I. М.— Пг., Госиздат.
- Архангельский А. Д. 1932. Геологическое строение СССР. Европейская и Среднеазиатская части. Л.— М., Гос. научно-техн. геол.-развед. изд-во.
- Архангельский А. Д. 1941. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. I, изд. 3. М.— Л., Гостоптехиздат.
- Архангельский А. Д., Михайлов А. А., Федынский В. В., Люстих Е. Н. 1937. Геологическое значение аномалий силы тяжести в СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Архангельский А. Д., Федынский В. В. 1936. Геологические результаты гравиметрических исследований в Средней Азии и Юго-Западном Казахстане.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Архангельский Н. И. 1962. Геотектонические основы поисков важнейших полезных ископаемых в мезозойских образованиях восточного склона Урала и Зауралья.— Труды Ин-та геол. Уральск. фил. АН СССР, вып. 63.
- Астафьева Л. Ф. 1961. Структурно-геологические особенности миоценового покрова и их отражение в рельефе увала Карабаур (Центральный Устюрт).— Труды Союз. геол.-поиск. конторы, вып. 2.
- Астафьева Л. Ф. 1964. Геологическое строение, водные ресурсы и нефтегазоносность центральной части увала Карабаур (Устюрт).— Труды треста «Союзбургаз», вып. 4.
- Астахова Т. В. 1964. Новая стратиграфическая схема триасовых отложений Туаркыра.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 7.
- Атлас литолого-фацциальных и геохимических карт западных районов Средней Азии. 1964, ГУГК.
- Афоничев Н. А. 1960. Основные черты структурного плана Южного Казахстана, Прибалхашья и Пограничной Джунгарии. В кн.: «Основные идеи Кассина в геологии Казахстана». Алма-Ата, Изд-во АН Казах. ССР.

- А х м е д с а ф и н У. М. 1957. Подземные воды Казахстана и перспективы их изучения и использования в народном хозяйстве в шестой пятилетке. В кн.: «Водные ресурсы Казахстана». Алма-Ата, Изд-во АН Казах. ССР.
- А х м е д с а ф и н У. М., С ы д ы к о в Ж. 1964. Подземные моря Казахстана. Алма-Ата, Казгосиздат.
- Б а б а е в А. Г. 1958. Нефтегазосность Западного Узбекистана.— Геол. нефти, № 7.
- Б а б а е в А. Г. 1959а. Литология, палеогеография и нефтегазосность меловых отложений Западного Узбекистана. Ташкент, Изд-во Узб. ССР.
- Б а б а е в А. Г. 1959б. О юрских отложениях Питнякского района.— Докл. АН Узб. ССР, № 4.
- Б а б а е в А. Г. 1961. О сравнительной оценке перспектив нефтегазосности районов Западного и Южного Узбекистана.— Новости нефт. техн., геол., № 3.
- Б а б а е в А. Г., А к р а м х о д ж а е в А. М. 1960. Палеогеография нефтегазосных отложений Узбекистана. Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР.
- Б а б а е в А. Г., Ж у к о в с к и й Л. Г., З о р ь к и н Я. М., К а е ш Ю. В., К у ш н и р о в И. В., Л е б з и н Е. В., С и м о н е н к о А. Н., Ф е д о т о в Ю. А. 1962. Типы разрывных нарушений и их роль в формировании структурного плана Западного Узбекистана.— Новости нефт. и газ. техн., геол., № 3.
- Б а б а е в А. Г., К у ш н и р о в И. В., Л е б з и н Е. В., С и м о н е н к о А. Н. 1964. Бухаро-Хивинская нефтегазосная область (тектоника и перспективы нефтегазосности). Ташкент, изд-во «Наука» Узб. ССР.
- Б а б а е в А. Г., Л е б з и н Е. В. 1959. К познанию тектоники Западного Узбекистана в связи с его нефтегазосностью.— Узб. геол. ж., № 8.
- Б а б а е в А. Г., Л е б з и н Е. В. 1960а. Геологическое районирование мезозойских нефтегазосных отложений Западного Узбекистана.— Сов. геол., № 12.
- Б а б а е в А. Г., Л е б з и н Е. В. 1960б. О закономерностях размещения залежей нефти и газа в мезозойских отложениях Западного Узбекистана. Новости нефт. техн., геол., № 3.
- Б а б а е в А. Г., Л е б з и н Е. В. 1965. Структура мезозойско-кайнозойских отложений равнинных пространств Западного Узбекистана и история ее формирования. В кн.: «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазосности». М., изд-во «Наука».
- Б а б а е в А. Г., Ф е д о т о в Ю. А. 1960. К проблеме пермотриаса Западного Узбекистана.— Докл. АН Узб. ССР, № 8.
- Б а й л а р о в а М. К., Т у р е м у р а т о в Ж. С. 1964. Геологическое строение территории к юго-востоку от месторождения Узень по сейсмическим данным. Изв. АН Казах. ССР, серия геол., № 4.
- Б а к и р о в А. А., 1957. Геотектонические предпосылки для поисков новых крупных нефтегазосных областей на территориях Среднеазиатских республик.— Сов. геол., сб. 57.
- Б а к и р о в А. А. 1958. Открытие новой богатейшей области газонефтеакопления в Бухаро-Хивинской впадине и задачи быстрейшей ее разведки. — Сов. геол., № 12.
- Б а к и р о в А. А. 1965. Главнейшие черты региональной тектоники Туранской плиты Средней Азии в связи с изучением закономерностей размещения на ее территории крупных нефтегазосных областей. В кн.: «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазосности». М., изд-во «Наука».
- Б а к и р о в К. Х., Ч и м б у л а т о в М. А., Л у ш к о в Ю. С. 1961. Геологическое строение и перспективы нефтегазосности Чуйской впадины. В кн.: «Новые данные о геологии и нефтеносности Средней Азии и прилегающих территорий». М., ГосИНТИ.
- Б а л а в а д з е Б. К. 1957. Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. Тбилиси, Изд-во АН Груз. ССР.
- Б а л а ш о в Е. В., Б а р а ш Б. И., Г р а ч е в Г. И., С о к о л о в В. Я. 1961. Вопросы геологического строения Фарабской антиклинали.— Труды Всес. научно-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, вып. 30.
- Б а р а ш Б. И., С о к о л о в В. Я. 1961. Геологическое строение и перспективы нефтегазосности Фарабской структуры.— Труды Всес. научно-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, вып. 35.
- Б а р е н б о й м М. И., П у з ы р е в Н. Н. 1952. Результаты применения в Прикаспийской впадине корреляционного метода преломленных волн. (КМПВ).— Прикл. геофиз., вып. 8.
- Б е л е н ь к и й Г. А. 1954. Геологическое строение Джамсугумского поднятия.— Докл. АН Узб. ССР, № 5.
- Б е л е н ь к и й Г. А. 1961. Геологическое строение Приташкентских чулей.— Труды Ташкент. ун-та, вып. 181, геол. науки, кн. 16.
- Б е л и к о в Б. П., Л а в е р о в Н. П., И в а н о в И. Б. 1964. О верхней возрастной границе магматизма в юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня.— Докл. АН СССР, 158, № 2.
- Б е л о у с о в В. В. 1948. Общая геотектоника. М.— Л., Гостгеоиздат.
- Б е л о у с о в В. Г., В о л ь в о в с к и й Б. С., В о л ь в о в с к и й И. С., Р ы б о й В. З

1962. Экспериментальные исследования по регистрации глубинных отраженных волн.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 8.
- Беспалов В. Ф. 1956. Верхний палеозой Восточного Казахстана.— Сов. геол., 1956, сб. 52.
- Беспалов В. Ф. 1960. Стратиграфия верхнего палеозоя Восточного Казахстана. В кн.: «Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозой и палеозоя Восточного Казахстана», т. 2. Алма-Ата. Изд-во АН Казах. ССР.
- Блисковка А. Г., Габриэлянц Г. А., 1963. О времени и причинах образования разрывных нарушений в центральной части Каракумов.— Изв. АН Туркм. ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 4.
- Богданов А. А. 1954. Тектоника западной части Центрального Казахстана.— Сов. геол., сб. 41.
- Богданов А. А. 1959. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 34, вып. 1.
- Бойцова Е. П., Мазина Е. А., Михайлов Б. М., Овечкин Н. К. 1955. Геология юго-западной части Тургайского прогиба.— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, вып. 5.
- Борисов А. А. 1958. О современной структуре поверхности фундамента запада Средней Азии.— Новости нефт. техн., геол., № 4.
- Борисов А. А. 1959. О глубинном строении Мургабского погребенного выступа.— Геол. нефти и газа, № 10.
- Борисов А. А. 1960. О методике и результатах работ по составлению региональной структурной карты Туркмении по геофизическим данным.— Прикл. геофиз., вып. 24.
- Борисов А. А., Васильев В. Г., Жуковский Л. Г., Каеш Ю. В., Семенович В. В. 1960. Очерки геологического строения нефтегазоносности Средней Азии. М., Гостоптехиздат.
- Борисов А. А., Дикенштейн Г. Х., Кравченко Н. Е., Лопатина Н. П., Маловицкий Я. П., Корнев В. А. 1962. Основные черты тектоники Каспийского моря и прилегающих районов суши.— Геол. нефти и газа, № 12.
- Борисов А. А., Маловицкий Я. П. 1964. Глубинная структура дна Каспийского моря по данным региональных геофизических исследований. В кн.: «Складчатые области Евразии». М., изд-во «Наука».
- Борисов А. А., Рыманов В. М. 1960. О геологической интерпретации магнитных аномалий юга Средней Азии.— Докл. АН СССР, 133, № 6.
- Борисов А. А., Федынский В. В. 1964. Геофизическая характеристика геосинклинальных областей Средней Азии. В кн.: «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». М., изд-во «Наука».
- Борисов О. М. 1964. О поперечном глубинном разломе Тянь-Шаня.— Узб. геол. ж., № 2.
- Бочкарев В. С. 1962. Тектоника Челябинского угленосного бассейна и проблема его нефтеносности.— Труды Ин-та геол. Уральск. фил. АН СССР, вып. 63.
- Бочкарев В. С. 1964. О геотектонических условиях формирования нижнемезозойских депрессий восточного склона Урала и Зауралья.— Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Боякова В. Д. 1960. Стратиграфия триас-юрских угленосных отложений Козыревского и южной части Сугоякского угленосных районов Челябинского бурогольного бассейна. Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 46.
- Брод И. О. 1959. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Прикарабазья. В кн.: «Проблемы комплексного использования минеральных богатств Кара-Богаз-Гола». Ашхабад, Изд-во АН Туркм. ССР.
- Брод И. О. 1960. Об известных и возможных нефтегазоносных бассейнах Средней Азии.— Новости нефт. техн., геол., № 11.
- Бувакин А. К., Власов В. И. 1961. Триасовые отложения Южного Казахстана.— Изв. АН Казах. ССР, серия геол. наук, вып. 4 (45).
- Булин Н. К. 1963. Некоторые данные о строении подкорового слоя на территории Туркмении.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 38, вып. 1.
- Булин Н. К. 1964. Об изучении связей между проявлениями тектонических процессов в приповерхностных и глубоких участках земной коры.— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, 105а.
- Булин Н. К., Трюфилькина Е. И. 1960. Использование обменных волн, регистрируемых при близких землетрясениях, для изучения глубинного строения земной коры. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 11.
- Бухарин А. К., Пяновская И. А., Пятков К. К. 1964. Положение Кызылкумов в системе палеозойских структур Тянь-Шаня и Урала.— Сб. научных трудов Ташкент. политехн. ин-та, вып. 4.
- Быков Р. И., Мальцева А. К., Туранов В. А. 1962. Перспективы нефтегазоносности юрских отложений Западного Узбекистана и смежных районов.— Сов. геол., № 5.
- Быкова М. С. 1960. Стратиграфия и фациальные комплексы верхнего девона и нижнего карбона Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН Казах. ССР.

- Вальбе С. П., Смирнов Л. Н. 1961. Тектоника района восточного замыкания Предкопетдагского прогиба.— Труды Всес. научно-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, вып. 35.
- Варенцов М. И., Дитмар В. И., Ли А. Б., Шмакова Е. И. 1964. О возрасте каменной соли в диапировых структурах Чу-Сарысуйской впадины.— Докл. АН СССР, 159, № 2.
- Вартаков С. П., Корнев В. А. 1961. Новые данные о геологическом строении Северного Каспия (по результатам морских сейсмических исследований).— Докл. АН СССР, 136, № 5.
- Васильев Ю. М., 1956. Тектоническое строение полуострова Бузачи.— Докл. АН СССР, 110, № 6.
- Васильев Ю. М. 1957. Перспективы нефтегазоносности полуострова Бузачи.— Новости нефт. техн., геол., № 4.
- Васильев Ю. М. 1958. Унаследованная складчатость между Южным Уралом и Мангышлаком.— Докл. АН СССР, 119, № 4.
- Васильев Ю. М., Мильничук В. С. 1961. Структурный план неогеновых отложений Устюрта.— Новости нефт. и газ. техн., геол., № 3.
- Васильев Ю. М., Мильничук В. С. 1962. Структурные особенности палеогенового комплекса Устюрта.— Труды Моск. ин-та нефтехим. и газ. пром-сти, вып. 36.
- Васильев Ю. М., Мильничук В. С. 1963а. Новое в геологии Закаспийской области.— Труды Моск. ин-та нефтехим. и газ. пром-сти, вып. 43.
- Васильев Ю. М., Мильничук В. С. 1963б. Новые данные по тектонике и нефтегазоносности Устюрта.— Изв. высших учебн. завед., нефть и газ, № 1.
- Васильев Ю. М., Мильничук В. С. 1964. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Северного Мангышлака. В кн.: «О геологическом строении и нефтегазоносности Западного Казахстана». М., Гостоптехиздат.
- Васильев Ю. М., Скворцов И. И. 1964. Структурная схема мезозойского комплекса Прикаспийской впадины в связи с его нефтегазоносностью.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 4.
- Васильковский Н. П. 1948. Тектоническое развитие Ферганской депрессии в кайнозое.— Труды Ин-та геол. АН Узб. ССР, вып. 1.
- Вахрамеев В. А. 1949. Континентальные и солончатые отложения Северного Приаралья и северных чинков Устюрта.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Венцель Е. С. 1958. Теория вероятностей. М., Гос. изд-во физ.-матем. лит-ры.
- Виноградов П. Д., Довжиков А. Е., Зубцов Е. И., Огнев В. Н. 1958. Тяньшанская складчатая область. В кн.: «Геологическое строение СССР, т. 3. Тектоника». М., Гостоптехиздат.
- Винюков В. Н. 1963. Пермские и триасовые отложения Мангышлака.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 218.
- Вольвовский Б. С. 1960. О некоторых результатах региональных сейсмических исследований в Ферганской межгорной впадине.— Сб. Гос. ин-та научно-техн. информ., № 9.
- Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С. 1961. Сейсмические исследования по опорному региональному профилю Аму-Дарья (Карабекаул) — Нуратау (Койташ).— Изв. АН Туркм. ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 3.
- Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С. 1962. Характер волновой картины при исследованиях методом ГСЗ в Узбекистане (Ферганская межгорная впадина, Бухаро-Хивинский район). В кн.: «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». Л., Гостоптехиздат.
- Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С., Ишутин В. В. 1961. Результаты региональных сейсмических исследований в Центральных Каракумах.— Труды Всес. научно-исслед. геол.-разв. нефт. ин-та, вып. 35.
- Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С., Рябой В. З. 1961. Некоторые данные о сейсмических волнах, соответствующих подкоровому слою.— Прикл. геофиз., вып. 31.
- Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С., Рябой В. З., Шрайбман В. И. 1963. О выделении поверхности фундамента в юго-восточной Туркмении по геофизическим данным. В кн.: «Геологические условия и основные закономерности размещения скоплений нефти и газа эпигерцинской платформы юга СССР, т. 1. Средняя Азия». М., Гостоптехиздат.
- Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С., Таль-Вирский Б. Б. 1960а. Применение сейсморазведки для поисков месторождений нефти и газа в Ферганской долине.— Геол. нефти и газа, № 1.
- Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С., Таль-Вирский Б. Б. 1960б. Условия проведения сейсмической разведки в Ферганской долине.— Развед. и промысл. геофиз., № 36.
- Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С., Таль-Вирский Б. Б., Шрайбман В. И. 1964. Строение земной коры и верхней мантии геоструктурных зон запада Средней Азии. В кн.: «Строение и развитие земной коры». М., изд-во «Наука».

- Вольвовский И. С. 1963. Сейсмические исследования земной коры запада Средней Азии. Автореф. канд. дисс. М.
- Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И. 1964. Структура поверхности Туранской плиты.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 39, вып. 6.
- Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И. 1965. Верхний структурный ярус фундамента Туранской плиты.— Сов. геол., № 7.
- Вольвовский И. С., Рябой В. З. 1961. Применение методов математической статистики для геологической интерпретации гравитационного поля в Ферганской впадине.— Новости нефт. техн., геол., № 3.
- Вольвовский И. С., Рябой В. З., Шрайбман В. И. 1961. Применение методов частотного анализа и синтеза при интерпретации гравитационного поля в Бухаро-Хивинской провинции.— Прикл. геофиз., вып. 33.
- Вольвовский И. С., Рябой В. З., Шрайбман В. И. 1962а. Глубинное геологическое строение Ферганской впадины по геофизическим данным.— Сов. геол., № 1.
- Вольвовский И. С., Рябой В. З., Шрайбман В. И. 1962б. О природе региональных гравитационных аномалий Бухаро-Хивинской провинции и сопредельных районов.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 8.
- Вольвовский И. С., Рябой В. З., Шрайбман В. И. 1963. Геологическое истолкование региональных гравитационных аномалий запада Средней Азии на основе данных глубинного сейсмического зондирования. В кн.: «Геологические условия и основные закономерности размещения скопления нефти и газа эпигерцинской платформы юга СССР, т. I. Средняя Азия». М., Гостоптехиздат.
- Воскобойников М. Е. 1957. О времени установления платформенного режима в Восточном Приарале.— Докл. АН СССР, 113, № 1.
- Вялова Р. И., Дьяков Б. Ф., Имашев Н. У., Козьмодемьянский В. В., Краев П. И., Кручинин К. В., Токарев В. П., Трифонов Н. К., Черепанов Н. Н. 1963. Южномангышлакский нефтегазоносный район.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 218.
- Габрильян А. М. 1962. О распределении залежей нефти и газа в мезозойских и третичных отложениях восточной части Средней Азии.— Геол. нефти и газа, № 5.
- Габрильян А. М., Бабаев А. Г. 1959. К оценке перспектив нефтегазоносности Узбекистана.— Геол. нефти и газа, № 9.
- Габрильян А. М., Бабаев А. Г. 1960. Основные геологические предпосылки нефтегазоносности Узбекистана.— Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Габриэлянц Г. А. 1963. История геологического развития центральной части Каракумов. В кн.: «Новые данные по геологии Туркменской ССР», вып. 1. М., Гостоптехиздат.
- Габриэлянц Г. А., Блискавка А. Г. 1961. О тектонических нарушениях в центральной части Каракумов.— Труды Всес. научно-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, вып. 30.
- Габриэлянц Г. А., Блискавка А. Г., Морозов Г. И., Хуснутдинов З. Б., Хаджинуров Н., Колодий В. В. 1962. Зеагли-Дарвазинское газовое месторождение.— Геол. нефти и газа, № 11.
- Габриэлянц Г. А., Дикенштейн Г. Х., Семенович В. В. 1960. Центральные Каракумы — новая крупная газонефтеносная область Средней Азии.— Сов. геол., № 9.
- Габриэлянц Г. А., Раевский М. И. 1963. Нефтегазоносность восточных районов Туркмении.— Разведка и охрана недр, № 10.
- Габриэлянц Г. А., Смолко А. И. 1960. Новые данные о геологическом строении и нефтегазоносности Центральных Кара-Кумов. В кн.: «Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии». М., Гостоптехиздат.
- Гальеганц А. А., Гальперин Е. И., Косминская И. П., Кракшина Р. М. 1958. Строение земной коры центральной части Каспийского моря по данным ГСЗ.— Докл. АН СССР, 123, № 3.
- Галактионов А. Б. 1959. Плотность осадочных пород Устюрта.— Прикл. геофиз., вып. 23.
- Гамбурцев Г. А. 1954. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, вып. 25 (152).
- Гамбурцев Г. А., Вейцман П. С., Давыдова Н. И., Тулина Ю. В. 1957. Глубинные сейсмические зондирования земной коры на Северном Тянь-Шане.— Бюлл. Сов. по сейсмол. АН СССР, № 3.
- Гапеев В. В. 1962. Стратиграфическая приуроченность отражающих сейсмических горизонтов Байрам-Али — Репетекской зоны поднятий.— Изв. АН Туркм. ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 6.
- Гапеев В. В. 1963а. Глубинное геологическое строение Байрам-Али — Репетекской зоны поднятий по данным детальных сейсмических работ.— Геол. нефти и газа, № 5.

- Гапеев В. В. 19636. Применение сейсморазведки МОВ для исследования глубинного строения Байрам-Али — Репетекской зоны поднятия по данным детальных сейсмических работ. — Нефтегаз. геол. и геофиз., № 3.
- Гапеев В. В., Гейман Б. М. 1963а. Геофизические исследования при изучении тектоники Репетекских соляных куполов. — Сов. геол., № 10.
- Гапеев В. В., Гейман Б. М. 19636. Роль геофизических методов в изучении геологического строения юго-восточного Туркменистана. — Геол. нефти и газа, 19636, № 9.
- Гапеев В. В., Гейман Б. М. 1964. Перспективы нефтегазоносности Тахтабазарского района. — Нефтегаз. геол. и геофиз., № 4.
- Гарецкий Р. Г. 1955. Теректысайская унаследованная антиклиналь Западного Примугоджарья. (О древнем рельефе палеозойского основания периферии Мугоджар). — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 30, вып. 2.
- Гарецкий Р. Г. 1957. Глубинная геология Кокпектинской антиклинали в Примугоджарье. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 32, вып. 6.
- Гарецкий Р. Г. 1958. Геологическое строение и перспективы нефтеносности южного погружения Мугоджар. — Геол. нефти, № 1.
- Гарецкий Р. Г. 1959. Юрские, юрско-триасовые и палеозойские отложения Чупкакульской антиклинали к югу от Мугоджар. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 34, вып. 5.
- Гарецкий Р. Г. 1962а. Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар. — Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 60.
- Гарецкий Р. Г. 19626. Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар и перспективы их нефтегазоносности. В кн.: «Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и юго-восточного обрамлений». М., Гостоптехиздат.
- Гарецкий Р. Г. 1964. Тектоника Туранской плиты. В кн.: «Деформация пород и тектоника». (Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4). М., Изд-во «Наука».
- Гарецкий Р. Г., Горшенин С. Е. 1963. Об открытии выходов верхнемеловых отложений в урочище Жаманшин (бассейн р. Иргиз в Северном Приаралье). — Докл. АН СССР, 148, № 5.
- Гарецкий Р. Г., Егоров И. П., Наумова С. Н., Шлезингер А. Е. 1961. Нижнекаменноугольные и верхнедевонские отложения района Жанасу (Южно-Эмбенский гравитационный максимум). — Докл. АН СССР, 136, № 6.
- Гарецкий Р. Г., Дальян И. Б., Наумова С. Н., Шлезингер А. Е. 1963. О соотношении верхнего и нижнего структурных ярусов платформенного чехла Туранской плиты. — Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г., Плещеев И. С. 1965. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Северного Устюрта. — Нефтегаз. геол. и геофиз., № 4.
- Гарецкий Р. Г., Книппер А. Л., Самодуров В. И. 1962. История развития и пространственное соотношение палеозойских структур Каратау и Улутай. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 37, вып. 1.
- Гарецкий Р. Г., Кононова И. Б., Щербович С. Ф. 1963. Верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения Южного периклинали прогиба Урала в районе Кокпектинской антиклинали. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 38, вып. 1.
- Гарецкий Р. Г., Колесников Е. М., Муравьев В. И., Шлезингер А. Е. 1965. Об абсолютном возрасте складчатости фундамента Центрального Устюрта. — Докл. АН СССР, 160, № 3.
- Гарецкий Р. Г., Котова И. З., Шлезингер А. Е. 1964. Верхнеюрские континентальные толщи Устюрта. — Докл. АН СССР, 154, № 1.
- Гарецкий Р. Г., Наумова С. Н., Шлезингер А. Е. 1961. Стратиграфия и формационный характер верхнедевонских отложений в районе Южно-Эмбенского гравитационного максимума. — Докл. АН СССР, 141, № 4.
- Гарецкий Р. Г., Пантелеев Г. Ф., Флоренский П. В., Шлезингер А. Е. 1964. Породы складчатого фундамента Центрального Устюрта (восточная часть Мангышлакской системы дислокаций). — Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Гарецкий Р. Г., Самодуров В. И., Яншин А. Л. 1958. Морские альбские отложения на западном берегу Аральского моря. — Докл. АН СССР, 119, № 6.
- Гарецкий Р. Г., Самодуров В. И., Яншин А. Л. 1959. К стратиграфии верхнемеловых отложений Кассарминской антиклинали на западном берегу Аральского моря. — Докл. АН СССР, 124, № 5.
- Гарецкий Р. Г., Самодуров В. И., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. 1963. Тектоника платформенного чехла Туранской плиты. (Анализ строения поверхности меловых отложений). — Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 92.
- Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И., Яншин А. Л. 1961. О перспективах нефтегазоносности района Южно-Эмбенского гравитационного максимума. — Сов. геол., № 12.
- Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. 1962. Глубинное строение района Южно-Эмбенского гравитационного максимума в свете новейших геоло-

- гических и геофизических данных. В кн.: «Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и юго-восточного обрамлений». М., Гостоптехиздат.
- Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. 1965. Типы структур молодых платформ Евразии.— Геотектоника, № 1.
- Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. 1956. О глубинном строении Северного Устюрта и возможном происхождении его чинков.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 12.
- Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. 1958. Южное подземное продолжение осевой зоны Уральской складчатой системы.— Сов. геол., № 2.
- Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. 1960. Глубина залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты (Западный Казахстан).— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 44.
- Гарецкий Р. Г., Юревич А. Л. 1964а. К вопросу о происхождении Репетекской и Байрамалийской зон соляных антиклиналей в Юго-Восточной Туркмении.— Докл. АН СССР, 158, № 3.
- Гарецкий Р. Г., Юревич А. Л. 1964б. Среднеплиоценовые эрозионные долины и соляная тектоника Юго-Восточной Туркмении. В кн.: «Тезисы докладов и выступлений на симпозиуме по условиям образования и особенностям нефтегазоносности солянокупольных структур». Львов.
- Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. 1959. Копкектинский погребенный ультраосновной массив к югу от Мугоджар.— Разведка и охрана недр, № 7.
- Гарьковец В. Г. 1964а. О структурной и металлогенической связи Тянь-Шаня с Уралом.— Сб. научных трудов Ташкент. политехн. ин-та, вып. 4.
- Гарьковец В. Г. 1964б. О структурно-металлогенической связи Тянь-Шаня с Уралом.— Сов. геол., № 11.
- Гарьковец В. Г., Дикенштейн Г. Х., Еникеев П. Н., Жуковский Л. Г., Зубов И. П., Ильин В. Д., Каеш Ю. В., Таль-Вирский Б. Б. 1961а. К вопросу о поисках нефти в Западном Узбекистане.— Геол. нефти и газа, № 7.
- Гарьковец В. Г., Дикенштейн Г. Х., Еникеев П. Н., Жуковский Л. Г., Зубов И. П., Ильин В. Д., Каеш Ю. В., Таль-Вирский Б. Б. 1961б. Направление геологопоисковых и разведочных работ на нефть и газ в Узбекской ССР.— Труды Всес. научно-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, вып. 35.
- Гейман Б. М. 1960. О применении гравиметрического метода разведки для поисков структур в Байрамалийской зоне поднятий.— Изв. АН Туркм. ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 4.
- Геологические условия и основные закономерности размещения скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР, т. I. Средняя Азия. 1963. М., Гостоптехиздат.
- Геологическое строение Тургайского прогиба. 1961.— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, 53.
- Геология и нефтегазоносность юга СССР. Прикарабагазье. 1964. Л., изд-во «Недра».
- Геология и перспективы нефтегазоносности Тургайского прогиба. 1964. М., изд-во «Недра».
- Геология Тургайского прогиба. 1961. Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, вып. 43.
- Германюк М. М. 1960. Новые данные о геологическом строении и нефтегазоносности Юго-Восточной Туркмении. В кн.: «Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии». М., Гостоптехиздат.
- Германюк М. М., Давыдов А. Н., Дикенштейн Г. Х., Комиссаров Г. И. 1961. Геологическое строение и перспективы газонефтеносности южной группы структур Юго-Восточной Туркмении.— Труды Всес. научно-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, вып. 35.
- Германюк М. М., Комиссаров Г. И., Ловицкий Д. К. 1959. Новые данные о геологическом строении Юго-Восточной Туркмении.— Геол. нефти и газа, вып. 2.
- Гидрогеологическое районирование и региональная оценка ресурсов подземных вод Казахстана. 1964. Алма-Ата, изд-во «Наука».
- Глазунова А. В. 1964. Структурно-фациальные зоны палеозойского фундамента территории Туркмении (по геологическим данным).— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, 105а.
- Глазунова А. В., Голуб Д. П., Макарова З. А. 1961. Некоторые вопросы методики интерпретации аэромагнитных данных для изучения глубинного строения территории Запада Средней Азии.— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, 46, вып. 2.
- Годин Ю. Н. 1957а. Региональные геофизические исследования.— Геол. нефти, № 6.
- Годин Ю. Н. 1957б. Тектоническое районирование Западной и Центральной Туркмении по данным геофизических исследований. В кн.: «Геология СССР, т. 22. Туркменская ССР, ч. I». М., Госгеолтехиздат.
- Годин Ю. Н. 1960а. Глубинное геологическое строение западной части Средней Азии по данным геофизических исследований. В кн.: «Перспективы нефтегазо-

- ности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии». М., Гостоптехиздат.
- Годин Ю. Н. 1960б. О тектоническом строении и перспективах нефтегазоносности Туркменистана.— *Новости нефт. техн., геол.*, № 11.
- Годин Ю. Н. 1960в. Основные черты региональной тектоники Туркмении по данным геофизических исследований.— *Изв. АН Туркм. ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук*, № 4.
- Годин Ю. Н. 1960г. Предкопетдагский краевой прогиб. В кн.: «Справочник геофизика», т. 1. М., Гостоптехиздат.
- Годин Ю. Н. 1961. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Туркмении. Ашхабад, Изд-во АН Туркм. ССР.
- Годин Ю. Н., Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С. 1960а. Сейсмические исследования земной коры в Бухарском районе Узбекской ССР.— *Докл. АН СССР*, 134, № 5.
- Годин Ю. Н., Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С. 1960б. Сейсмические исследования земной коры Ферганской межгорной впадины.— *Докл. АН СССР*, 133, № 6.
- Годин Ю. Н., Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С., Рябой В. З., Шрайбман В. И. 1962. Особенности строения земной коры Запада Средней Азии.— *Докл. АН СССР*, 146, № 4.
- Годин Ю. Н., Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С., Фоменко К. Е. 1961. Изучение строения земной коры при региональных сейсмических исследованиях на Русской платформе и в Средней Азии (Материалы к XII Генеральной ассамблее МГГС).— *Изв. АН СССР, серия геофиз.*, № 10.
- Годин Ю. Н., Вольвовский И. С., Фоменко К. Е. 1961. Методика и некоторые результаты изучения глубинного строения земной коры в СССР геофизическими методами.— *Уч. зап. Туркм. ун-та*, вып. 18.
- Годин Ю. Н., Луппов Н. П., Сытин Ю. И., Чихачев П. К. 1958. Основные особенности тектонического строения территории Туркменской ССР. (К проблеме нефтегазоносности западных областей Средней Азии).— *Сов. геол.*, № 1.
- Годин Ю. Н., Сытин Ю. И. 1961. О методике построения и основных чертах строения поверхности доюрского фундамента в пределах закрытой территории западной части Средней Азии.— *Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия*, 46, вып. 2.
- Годин Ю. Н., Фоменко К. Е. 1960. Глубинное геологическое строение Юго-Восточной Туркмении по данным региональных сейсмических исследований.— *Изв. АН Туркм. ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук*, № 6.
- Годин Ю. Н., Фоменко К. Е. 1961. О строении фундамента Юго-Восточной Туркмении.— *Уч. зап. Туркм. ун-та*, вып. 18.
- Голуб Д. П. 1964. О строении палеозойского фундамента Приаралья.— *Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия*, 105а.
- Горский И. И., Леонович Н. И. 1958. Некоторые вопросы геологии и угленосности области Тургайского прогиба.— *Труды Лабор. геол. угля АН СССР*, вып. 8.
- Грачев Г. И., Балашов Е. В., Бараш В. П., Клещев А. А., Раскин М. М. 1962. О соляной тектонике юго-восточной части Каракумской платформы.— *Сов. геол.*, № 12.
- Грачев Р. И. 1959. Геологическое строение и история развития Южноэмбенского поднятия.— *Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та*, вып. 131.
- Грешнер С. Г., Бачин А. П., Иванов О. Д. 1963. Основные черты геологического строения докембрийского фундамента Мугоджар.— *Сов. геол.*, № 11.
- Григорянц Б. В. 1964. Роль поверхностной структуры в распределении аномалий силы тяжести в складчатых областях.— *Сов. геол.*, № 7.
- Гринберг И. Г. 1964. Новые данные о нижнеюрских отложениях Северного Устьурта.— *Сов. геол.*, № 7.
- Гумбольдт А. 1915. Центральная Азия. Исследования о цепях гор и по сравнительной климатологии, т. I. Пер. с франц. П. И. Бородзича. Под ред. Д. Н. Анучина. М.
- Давлятов Ш. Д. 1961. Об альпийской тектонике западных окончаний Зирабулак-Зиаатдинских антиклинальных поднятий и их связи с Каганской группой положительных складок.— *Узб. геол. ж.*, № 2.
- Давыдов А. Н., Киряченко Г. И., Пилип Я. А. 1963. Новые данные о геологическом строении района Кушки.— *Изв. АН Туркм. ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук*, № 6.
- Денисевич В. В. 1957. Перспективы нефтегазоносности в Туркменской ССР.— *Геол. нефти*, № 7.
- Денисевич В. В. 1961. Перспективы развития добычи нефти и газа в Туркменской ССР в свете новых геологических данных. В кн.: «Новые данные о геологии и нефтеносности Средней Азии и прилегающих территорий». М., Изд-во Гос. ин-та научн.-техн. информ.
- Дзабаев А. А. 1964. Новые данные о глубинном строении центральной части Западной Туркмении по материалам аэромагнитных исследований.— *Изв. АН Туркм. ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук*, № 2.

- Дикенштейн Г. Х. 1960. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности запада Средней Азии. В кн.: «Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии». М., Гостоптехиздат.
- Дикенштейн Г. Х. 1963. Основные черты тектоники эпигерцинской платформы Средней Азии в связи с проблемой нефтегазоносности мезо-кайнозойских отложений. В кн.: «Материалы по советской нефтяной геологии». М., Госгеолтехиздат.
- Дикенштейн Г. Х., Габриэлянц Г. А., Калугин П. И., Кравченко Н. Е., Машрыков К. К., Семенович В. В., Смирнов Л. Н. 1964. Основные черты тектоники западных районов Средней Азии и дна Каспийского моря. В кн.: «Деформация пород и тектоника». М. (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 4). Изд-во «Наука».
- Дикенштейн Г. Х., Жуковский Л. Г., Зайдельсон М. И. и др. 1959. Газлинское газонефтяное месторождение. М., Гостоптехиздат.
- Дикенштейн Г. Х., Жуковский Л. Г., Ильин В. Д., Каеш Ю. В., Петров И. В., Сотириади К. А. 1961а. Геология и газонефтеносность месторождения Газли.— Труды Всес. научно-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, вып. 30.
- Дикенштейн Г. Х., Жуковский Л. Г., Ильин В. Д., Каеш Ю. В., Грачев Г. И., Сотириади К. А. 1961б. Основные черты геологического строения и газоносности Бухаро-Хивинской провинции.— Труды Всес. научно-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, вып. 30.
- Дикенштейн Г. Х., Загоруйко В. А., Синицын Ф. Е. 1964. Перспективы нефтегазоносности Кызыл-Кумов. Сов. геол., № 5.
- Дикенштейн Г. Х., Новиков А. Г., Синицын Ф. Е., Соколова Е. А. 1964. Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности Западно-Чуйской (Чу-Сарысуйской) впадины.— Труды Всес. научно-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, вып. 39.
- Дикенштейн Г. Х., Синицын Ф. Е., Сардонников Н. М. 1964. Новые данные по тектонике Восточно-Чуйской впадины.— Докл. АН СССР, 157, № 1.
- Дикенштейн Г. Х., Шебуева И. Н., Бархатная И. Н. 1964. О крупном перерыве на границе юрского и мелового периодов в Центральных Каракумах.— Геол. нефти и газа, № 5.
- Димаков А. И. 1957. К вопросу о тектоническом строении полуострова Мангышлак. В кн.: «Геология и геохимия», вып. 1(7). Л., Гостоптехиздат.
- Димаков А. И. 1959. Новые данные о тектонике полуострова Бузачи.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 131.
- Димаков А. И., Лапшов В. А. 1960. Новые данные о строении Мангышлака и Устюрта.— Новости нефт. техн., геол., № 7.
- Димаков А. И., Семенова Е. Б., Слепакова Г. И. 1963. О тектоническом строении и нефтеносности Южного Мангышлака.— Геол. нефти и газа, № 3.
- Дитмар В. И. 1961. Соляные купола в Бедпак-Дале (Южный Казахстан).— Докл. АН СССР, 140, № 5.
- Дитмар В. И. 1962. Новые данные о геологическом строении и нефтегазоносности палеозоя Чу-Сарысуйской (Чуйской) впадины.— Новости нефт. и газ. техн., геол., № 3.
- Дитмар В. И. 1963. О перспективах нефтегазоносной Чу-Сарысуйской депрессии (Южный Казахстан).— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 8.
- Дитмар В. И. 1965. Особенности геологического развития и перспективы нефтегазоносности Чу-Сарысуйской депрессии. В кн.: «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». М., изд-во «Наука».
- Дитмар В. И., Ли А. Б., Филиппьев Г. П. 1964. О газоносности средне-верхнепалеозойских отложений Южного Казахстана.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 12.
- Дитмар В. И., Тихомиров В. И. 1964. Пермские галогенные отложения юго-западной части Центрального Казахстана.— Докл. АН СССР, 158, № 5.
- Днепров В. С. 1962. Геологическое строение и нефтегазоносность Южно-Эмбенского поднятия и Северного Устюрта.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 194.
- Донабедов А. Т., Коровина Т. Л., Тимаров К. В. 1962. Изучение строения земной коры на восточном побережье Каспийского моря методом глубинного сейсмического зондирования. В кн.: «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». Л., Гостоптехиздат.
- Дубинский А. Я., Сытин Ю. И., Чихачев П. К. 1965. Некоторые черты геологического строения и истории развития территории Скифско-Туранской плиты. В кн.: «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». М., изд-во «Наука».
- Дьяков Б. Ф. 1957. Схема тектонического строения и перспективы нефтеносности полуострова Мангышлак.— Геол. нефти, № 7.
- Дьяков Б. Ф. 1963. Геотектоническое районирование и прогноз нефтегазоносности Мангышлака.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 218.
- Дьяков Б. Ф. 1965. Схема геотектонического районирования и перспективы нефтегазоносности Аральско-Каспийского ареала пригибания земной коры.— Геол. нефти и газа, № 1.

- Дьяков Б. Ф., Имашев Н. У., Кручинин К. В. и др. 1961. Южный Мангышлак — новый крупный нефтеносный район.— Геол. нефти и газа, № 12.
- Егоркин А. В., Астафьева М. И., Абрамсон Р. И. 1965. Глубинное строение Юго-Западного Узбекистана по данным региональных сейсмических исследований.— Сов. геол., № 6.
- Екшибаров С. В. 1962. Тектоника и некоторые вопросы нефтегазоносности мезозойских отложений юго-западного окончания Гиссарской мегантиклинали и восточной части Кашкадарьинской впадины. Ташкент. Изд-во АН Узб. ССР.
- Елисеев В. И. 1961. Кайнозойские аллювиальные отложения северо-восточной окраины Чуйской впадины.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 56.
- Елисеев В. И. 1962. О перспективах нефтегазоносности мезозойско-кайнозойских отложений Чуйской впадины.— Новости нефт. техн. геол., № 3.
- Жуковский Л. Г., Ильин В. Д. 1957. Основные черты тектоники и перспективы нефтегазоносности Бухаро-Хивинской депрессии.— Геол. нефти, № 7.
- Журавлев В. С. 1960. Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 42.
- Журавлев В. С. 1964. Сравнительная тектоника экзогенальных впадин Русской платформы. В кн.: «Деформация пород и тектоника». (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 4). М., изд-во «Наука».
- Загоруйко В. А., Скворцов И. В. 1959. Палеогеновые отложения Западного Приаралья.— Труды Всес. научно-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, вып. 23.
- Зайцев Н. С. 1940. О строении Сарысуйских куполов.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Зайцев Н. С. 1946. К вопросу об условиях образования некоторых палеозойских гипсов Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Зайцев Н. С. 1963. Особенности развития каледонид Сибири в среднем и верхнем палеозое.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 92.
- Зайцев Н. С., Петрушевский Б. А. 1950. Геологические исследования в южной части Тургайской впадины.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 108, серия геол. (№ 36).
- Замаренов А. К. 1955. Основные черты тектоники юго-восточной окраины Прикаспийской впадины.— Уч. зап. Саратов. ун-та, 46, вып. геол.
- Замаренов А. К. 1962. Верхний палеозой Актюбинского Приуралья. Алма-Ата, Изд-во АН Казах. ССР.
- Замаренов А. К., Бройтман А. Р., Дунаев В. Ф., Скибельский В. Л. 1959. О юго-восточном обрамлении Прикаспия.— Геол. нефти, № 1.
- Захидов А. У. 1965. О геологическом строении южного борта Южно-Мангышлакского прогиба по данным сейсмических исследований.— Геол. нефти и газа, № 1.
- Захидов А. У., Птушкин Э. И., Тиунов К. В. 1963. К вопросу о строении восточной части Северобалханского прогиба.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 12.
- Зорькин Я. М., Ишутин В. В., Таль-Вирский Б. Б. 1961. Акумсузские дислокации Устюрта.— Докл. АН Узб. ССР, № 10.
- Зорькин Я. М., Симоненко А. Н., Федотов Ю. А., Кушников И. В.** 1959. О тектоническом строении фундамента Бухаро-Хивинской газонефтеносной области.— Докл. АН Узб. ССР, № 12.
- Иванов Е. В. 1925. Гидрогеологические исследования северной части Приташкентского уезда в 1923 г. В кн.: «Материалы по гидрогеологии», вып. 1—2. Ташкент, Изд-во Упр. водн. хоз-ва Средней Азии.
- Иванчук П. П. 1960. К тектонике Бухаро-Хивинской газонефтеносной области.— Изв. АН Туркм. ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 2.
- Иванчук П. П. 1961. Перспективы нефтегазоносности Западного Узбекистана и Восточного Туркменистана. В кн.: «Новые данные о геологии и нефтеносности Средней Азии и прилегающих территорий». М., Изд-во Гос. ин-та научн.-техн. информ.
- Ильина А. П. 1932. Краткий геологический очерк Кугусем-Карамайнского района.— Изв. Всес. геол.-развед. объедин., 51, вып. 4.
- Имашев Н. У., Куприн П. Н., Семов В. Н. 1962. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Узеньской антиклинали и прилегающих районов Степного Мангышлака.— Геол. нефти и газа, № 3.
- Ишутин В. В. 1960. О геологическом строении и перспективах нефтегазоносности Северо-Устюртского прогиба.— Геол. нефти и газа, № 10.
- Казак М. П. 1957. Основные черты тектоники Прикаспийской впадины.— Сов. геол., сб. 61.
- Калинин Н. А. 1963. Основные черты геологического строения и нефтегазоносность Западного Казахстана. М., Гостоптехиздат.
- Калинин О. М. 1961. О тектонике Репетекской зоны поднятий.— Геол. нефти и газа, № 7.
- Каримов А. К., Лебзин Е. В., Авазатов Х. Б. 1964. О перспективах нефтегазоносности Дарганатинской площади.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 4.
- Касаткин Д. П. 1960. Строение фундамента Северной Туркмении и Каракалпакии по данным геофизических исследований.— Сов. геол., № 1.

- Касаткин Д. П. 1961. Структура платформенного чехла Северо-Восточной Туркмении.— Геол. нефти и газа, № 5.
- Кассин Н. Г. 1934. Очерк тектоники Казахстана.— Проблемы сов. геол., № 6.
- Кассин Н. Г. 1937. Новые данные о строении Западно-Сибирской низменности, Тургайской и Иртышской впадин.— Проблемы сов. геол., № 7.
- Кассин Н. Г. 1941. Тургайская впадина. В кн.: «Геология СССР, т. 20. Казахстан, ч. I». М., Госгеолгиздат.
- Келлер Б. М. 1949. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 104, геол. серия (№ 34).
- Кирюхин Л. Г., Клейнер Ю. М., Слюсарев А. Н. 1963. Тектоническое строение платформенного чехла восточной части Северо-Кызылкумской синеклизы.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 38, вып. 6.
- Кирюхин Л. Г., Плещеев И. С. 1964. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Мынсуалмасской группы структур (Северный Устюрт).— Геол. нефти и газа, № 5.
- Клейнер Ю. М. 1962. Новые данные по геологии Ащисора (Мангышлак).— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 37, вып. 3.
- Клейнер Ю. М. 1965. Последние этапы тектонической истории Устюрта и Южно-Мангышлакского плато.— Докл. АН СССР, 160, № 6.
- Князев В. С., Кононова И. Б., Флоренский П. В., Чарыгин А. М., Шнип О. А. 1963. Складчатый фундамент Туранской плиты промежуточный комплекс пермо-триаса. В кн.: «Геологические условия и основные закономерности скопления нефти и газа эпигерцинской платформы юга СССР, т. I. Средняя Азия». М., Гостехиздат.
- Коблов К. А. 1961. Новый никеленосный район в Южном Примугоджарье. В кн.: «Геология и полезные ископаемые Западного Казахстана», т. I. Актобьинск.
- Коган А. Б. 1959. О тектоническом строении полуострова Тюб-Караган.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 131.
- Коган А. Б., Пасуманский И. М. 1959. Новые данные о тектоническом строении Южного Мангышлака.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 131.
- Козлов В. П., Гладышева Г. А. 1954. Нефтепроявления в угленосной толще Берчогура.— Новости нефт. техн., нефтепром. дело, вып. 6.
- Козмодемьянский В. В. 1962. Геологическое строение и нефтеносность Узень-Жетыбайской тектонической ступени по данным структурно-поискового бурения.— Геол. нефти и газа, № 11.
- Козмодемьянский В. В. 1963. Новые данные о геологическом строении месторождений Жетыбай.— Геол. нефти и газа, № 9.
- Козмодемьянский В. В., Нурманов А. М. 1964. О методике подготовки площадей под разведочное бурение на Южном Мангышлаке.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 4.
- Кобаевич Л. П. 1956а. Новые данные по стратиграфии и тектонике района Среднего Узоя.— Труды Всес. аэрогеол. треста, вып. 2.
- Кобаевич Л. П. 1956б. О тектонике и происхождении Сарыкампышской впадины.— Труды Всес. аэрогеол. треста, вып. 2.
- Корнев В. А. 1960. Геологическое строение юго-восточной части акватории Туркменского сектора Каспийского моря по данным морских геофизических исследований.— Изв. АН Туркм. ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 6.
- Корнев В. А., Лудук К. М., Сунгуров А. М. 1962. Основные черты тектоники Каспийского моря по данным морских геофизических исследований.— Сов. геол., № 12.
- Косминская И. П. 1957. О применении ГСЗ в различных районах СССР.— Бюлл. Сов. по сейсмол. АН СССР, № 3.
- Косминская И. П. 1961. Строение земной коры глубоководных впадин Черного, Каспийского, Японского, Охотского и Берингова морей по сейсмическим данным.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 36, вып. 6.
- Косминская И. П., Михота Г. Г., Тулина Ю. В. 1958. Строение земной коры в Памиро-Алайской зоне по данным глубинного сейсмического зондирования.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 10.
- Косминская И. П., Тулина Ю. В. 1957. Опыт применения метода ГСЗ для изучения строения земной коры в некоторых районах западной Туркмении.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 7.
- Косовский К. А. 1957. О некоторых геологических результатах геофизической разведки Кара-Кумов.— Изв. АН Туркм. ССР, № 4.
- Косовский К. А. 1958. Результаты сейсмометрических исследований по маршруту Ашхабад—Кызыл-Арват.— Новости нефт. техн., геол., № 9.
- Косыгин Ю. А., Трофимук А. А. 1965. Тектоника и перспективы нефтегазоносности платформенных областей Сибири.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Коц В. Г. 1962. Глубинное геологическое строение восточной части Заунгузских Кара-Кумов в свете новейших геолого-геофизических данных.— Геол. нефти и газа, № 11.

- К о ц В. Г., Теплицкий Б. А. 1963. Тектоническое районирование восточной Туркмении по данным геофизических исследований.— Геол. нефти и газа, № 5.
- К р а в ч е н к о Н. Е. 1961. О сочленении Большебалханской антиклинали и Каракумской платформы.— Труды Всес. научно-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, вып. 35.
- К р а е в П. М. 1957. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Северо-Западного Устюрта.— Новости нефт. техн., геол., № 4.
- К р а е в П. И. 1961а. Некоторые итоги и задачи поисково-разведочных работ на нефть и газ в Казахстане.— Геол. нефти и газа, № 8.
- К р а е в П. И. 1961б. Нефтяное месторождение Жетыбай.— Геол. нефти и газа, № 11.
- К р а е в П. И. 1962. Новые нефтегазоносные районы Казахстана.— Изв. АН Казах. ССР, серия геол. наук, вып. 6.
- К р е с т н и к о в В. Н., Н е р с е с о в И. Л. 1962. Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича.— Сов. геол., № 11.
- К р у ч и н и н К. В. 1961. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Беке-Башкудукского поднятия на полуострове Мангышлак.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 186.
- К р ы л о в Н. А., Д и т м а р В. И., Л е т а в и н А. И. 1964. Об особенностях переходных комплексов зон каледонской и герцинской консолидации.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- К р ы м г о л ь ц Г. Я. 1946. О результатах геологических исследований в южной части Питнякского района.— Изв. Всес. геол. фонда, вып. 1.
- К у з н е ц о в Ю. Я., П р у с о в В. В. 1960. Результаты геологопоисковых работ аэро-геологической экспедиции 11 (ВАГТ) за 1957—1958 гг. В кн.: «Перспективы нефтегазоносности и направления геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии». М., Гостоптехиздат.
- К у з н е ц о в Ю. Я., П р у с о в В. В. 1962. О возрасте метаморфических и изверженных пород ядра Туаркырской антиклинали.— Докл. АН СССР, 142, № 3.
- К у з н е ц о в Ю. Я., П р у с о в В. В., Т у г о л е с о в Д. А. 1963. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Устюрта.— Сов. геол., № 10.
- К у з н е ц о в а К. И., Ш л е з и н г е р А. Е. 1963. Верхнеюрские отложения в погруженных зонах полуострова Мангышлак.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 38, вып. 3.
- К у з ь м и н а О. А. 1960. Геологическое строение левобережья реки Аму-Дары на участке Кунград — Ташауз.— Труды Союзн. геол.-поиск. конторы, вып. 1.
- К у з ь м и н а О. А. 1964. Основные черты строения мезо-кайнозойского покрова и перспективы нефтегазоносности Юго-Восточного и Центрального Устюрта и низовьев реки Аму-Дары.— Труды треста «Союзбургаз», вып. 4.
- К у л у б е к о в Б. А. 1965. Строение поверхности палеозойского фундамента южной части Тургайского прогиба и северо-восточного Приаралья.— Изв. АН Казах. ССР, серия геол. наук, вып. 2.
- К у м п а н А. С. 1960. Основные черты стратиграфии и палеогеографии верхнего палеозоя Восточного Казахстана. В кн.: «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана». Алма-Ата, Изд-во АН Казах. ССР.
- К у м п а н А. С. 1964. Верхний палеозой Восточного Казахстана. В кн.: «Стратиграфия верхнего палеозоя и мезозоя южных биогеографических провинций». (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 16а). М., изд-во «Недра».
- К у н и н Н. Я. 1961. Тектоническое строение и перспективы нефтегазоносности юго-западной части Чу-Сарысуйской депрессии.— Изв. АН Казах. ССР, серия геол. наук, вып. 2 (143).
- К у н и н Н. Я. 1962а. Анализ распределения мощностей мезозоя и кайнозоя в Среднесырдарьинской депрессии на основе геофизических данных.— Изв. АН Казах. ССР, серия геол. наук, вып. 4.
- К у н и н Н. Я. 1962б. О тектоническом строении Среднесырдарьинской депрессии по результатам геофизических съемок.— Новости нефт. и газ. техн., геол., № 3.
- К у н и н Н. Я. 1963. Новые данные о тектонике юго-западной части Чу-Сарысуйской депрессии.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 8.
- К у н и н Н. Я. 1964а. О тектонике закрытых территорий к югу от хребта Каратау (Южный Казахстан).— Труды Всес. научно-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, вып. 39.
- К у н и н Н. Я. 1964б. Оценка плотности осадочного покрова Среднесырдарьинской депрессии по материалам сейсморазведки.— Развед. геофиз., № 2.
- К у н и н Н. Я. 1964в. Поиски и изучение геофизическими методами локальных поднятий Среднесырдарьинской депрессии.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 12.
- К у н и н Н. Я. 1964г. Результаты региональных сейсмических работ в Среднесырдарьинской депрессии.— Бюлл. Отд. научно-техн. информ. Всес. научно-исслед. ин-та минер. сырья, № 1.
- К у н и н Н. Я. 1965. Основные структурные особенности, анализ мощностей и перспективы нефтегазоносности мезо-кайнозойских отложений Южного Казахстана.— Геотектоника, № 3.
- К у н и н Н. Я., В е й ц м а н Б. А. 1963. Локальные структуры района низовьев реки

- Арьсь и перспективы их нефтегазоносности.— Изв. АН Казах. ССР, серия геол. наук, вып. 6.
- Куприн П. Н. 1959. Основные черты тектоники Прикарабогазской депрессии в связи с перспективами ее нефтегазоносности.— Новости нефт. техн., геол., № 1.
- Куприн П. Н. 1965. Тектоника Прикарабогазской депрессии. В кн.: «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». М., изд-во «Наука».
- Куприн П. Н., Архипов А. Я., Мирзаханов М. К. 1963. Новые данные о геологическом строении западной части Порсокушского плато в Южном Прикарабогазье (в связи с перспективами нефтегазоносности).— Вестн. Моск. ун-та, серия геол., № 2.
- Куприн П. Н., Бусыгин Г. Б., Гаврилов А. А. 1962. О геологическом строении северо-западной части Краснодарского полуострова.— Труды Компл. южной геол. экспед., вып. 8.
- Куприн П. Н., Левин А. И. 1962. Структурно-тектоническая характеристика Прикарабогазской депрессии.— Труды Компл. южной геол. экспед., вып. 8.
- Куприн П. Н., Левин А. И., Сальман Г. Б. 1962. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Северного Прикарабогазья.— Новости нефт. и газ. техн., геол., № 1.
- Курбатов В. С. 1956. К вопросу о возрасте и строении отложений ядра Туаркырской антиклинали. Труды Ин-та геол. АН Туркм. ССР. 1.
- Кухтиков М. М. 1964. Тектоническая зональность складчатой области Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) в герцинской структуре. В кн.: «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». М., изд-во «Наука».
- Кучагин А. В. 1957. Перспективы нефтегазоносности мезо-кайнозойских отложений Чуйской впадины.— Геол. нефти, № 7.
- Лаверов Н. П., Великов Б. П., Иванов И. Б. 1964. Об абсолютном возрасте интрузивных пород и верхней возрастной границе магматизма в юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Лапшов В. А. 1963. Глубинное геолого-тектоническое строение Мангышлака и смежных территорий.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 248.
- Ларин В. И. 1959. Новые данные по геологии южной части Степного Мангышлака.— Научн. докл. высшей школы, геол.-геогр. науки, № 2.
- Ласкина В. В., Янушевич М. А., Корнев В. А. 1962. Тектоника залива Кара-Богаз-Гол и прилегающих районов по данным геофизических исследований.— Прикл. геофиз., вып. 32.
- Лебедев Л. И. 1961. К тектоническому строению Среднего Каспия.— Докл. АН СССР, 137, № 3.
- Лебзин Е. В. 1958а. Некоторые черты структуры северо-западной части Бухаро-Хивинской депрессии.— Докл. АН Узб. ССР, № 12.
- Лебзин Е. В. 1958б. О некоторых особенностях тектоники покровных образований северо-западной части Бухаро-Хивинской депрессии.— Докл. АН Узб. ССР, № 10.
- Лебзин Е. В. 1960. Тектоническое развитие северо-западной части Бухаро-Хивинской впадины в мезозое и кайнозое.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 35, вып. 4.
- Лебзин Е. В. 1961а. О тектоническом строении и нефтегазоносности северо-западной части Бухаро-Хивинской впадины.— Узб. геол. ж., № 1.
- Лебзин Е. В. 1961б. Об изучении истории развития Газлинской антиклинали в связи с формированием залежей нефти и газа. В кн.: «Новые данные о геологии и нефтегазоносности Средней Азии и прилегающих территорий». М., Изд-во Гос. ин-та науч. и техн. информ.
- Лебзин Е. В., Симоненко А. Н. 1961. К вопросу о формировании Рометанской впадины.— Докл. АН Узб. ССР, № 2.
- Лебзин Е. В., Старобинец И. С. 1964. Новые данные о геологическом строении и газонефтеносности Янгиказганского поднятия.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 8.
- Левин А. И., Байбулатова З. К., Куприн П. Н. 1964. Тектоника Прикарабогазья. В кн.: «Геология и нефтегазоносность юга СССР. Прикарабогазье». Л., изд-во «Недра».
- Левин А. И., Левин Л. Э. 1959. Новые данные о строении и перспективах нефтегазоносности Краснодарского полуострова.— Новости нефт. техн., геол., № 9.
- Левин А. И., Левин Л. Э., Шолохов В. В. 1960. О тектонике и перспективах нефтегазоносности Восточного Прикарабогазья.— Новости нефт. техн., геол., № 11.
- Левин Л. Э. 1961. О связи доакчагыльского рельефа в Юго-Западном Прикарабогазье с тектоникой. В сб.: «Новые данные о геологии и нефтеносности Средней Азии и прилегающих территорий». М., ГосИНТИ.
- Лелешус В. Л. 1964. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии верхнего палеозоя Южного Тянь-Шаня.— Докл. АН СССР, 155, № 5.
- Леонтьев Л. Н. 1953. О характере тектонического сопряжения Копет-Дага и Кара-Кумов.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 28, вып. 5.
- Лигуша В. М. 1962. О тектонике Южного Приаралья.— Новости нефт. и газ. техн., геол. № 3.

- Лигуша В. М. 1964. История геологического развития Южного Приаралья в мезозойское и кайнозойское время.— Сов. геол., № 10.
- Литвинович Н. В. 1954. Каменноугольные и пермские отложения Северо-Восточного Казахстана.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 2.
- Литвинович Н. В. 1956. О стратиграфии каменноугольных и пермских отложений Джезказганской и Тенизской впадин.— Сов. геол., сб. 52.
- Литвинович Н. В. 1962. Каменноугольные и пермские отложения западной части Центрального Казахстана. М., Изд-во Моск. ун-та.
- Лихачев Ю. А., Владимирский В. С. 1961. Особенности развития складчатой структуры в палеозойском фундаменте Кызылкумов.— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, 46.
- Лихачев Ю. А., Владимирский В. С., Малова Э. В., Шульц С. С. (мл.). 1961. Основные черты стратиграфии палеозоя Центральных Кызылкумов.— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, 46.
- Лихачев Ю. А., Владимирский В. С., Малова Э. В., Шульц С. С. (мл.), Макарова З. А., Синчугова Т. А. 1963. Тектоника палеозойского фундамента Кызылкумов.— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, 105.
- Луппов Н. П. 1952. О тектонике Южного Устюрта и Северных Кара-Кумов. В кн.: «Новые данные по геологии Казахстана и Средней Азии». Л., Гостоптехиздат.
- Луппов Н. П. 1957а. Большой Балхан и Куба-Даг. В кн.: «Геология СССР, т. 22, Туркменская ССР, ч. I». М., Госгеоллиздат.
- Луппов Н. П. 1957б. Красноводское плато и Чильямедкумы. В кн.: «Геология СССР, т. 22. Туркменская ССР, ч. I». М., Госгеолтехиздат.
- Луппов Н. П. 1957в. Туаркырский район и Юго-Западный Устюрт. В кн.: «Геология СССР, т. 22. Туркменская ССР, ч. I». М., Госгеолтехиздат.
- Луппов Н. П. 1963. О среднеплиоценовом этапе в геологической истории Закаспия.— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, 109.
- Мазарович А. Н. 1938. Основы геологии СССР. М.— Л., ОНТИ.
- Мазарович О. А. 1958. К тектонике Тенизской впадины.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 33, вып. 5.
- Мазарович О. А. 1961. Формационные ряды некоторых межгорных впадин каледонид СССР.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 36, вып. 2.
- Мазина Е. А. 1958. Геологическое строение палеозойского фундамента северной части Тургайского прогиба. В кн.: «Труды Объединенной кустанайской научной сессии», т. 2. Алма-Ата, Изд-во АН Казах. ССР.
- Мазина Е. А., Киселев Л. И. 1964. К вопросу о южном продолжении железорудной зоны Тургайского прогиба.— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, 102.
- Мазина Е. А., Ксенофонов О. К. 1961. Особенности магматизма северной части Тургайского прогиба и основные этапы его развития.— Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, вып. 43.
- Мазина Е. А., Овечкин Н. К., 1958. Тургайский прогиб. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 3. Тектоника. М., Госгеолтехиздат.
- Мазина Е. А., Овечкин Н. К. 1961. Тектоника. В кн.: «Геологическое строение Тургайского прогиба». (Труды Всес. научно-исслед. ин-та, новая серия, 53).
- Макарычев Г. И., Пазилова В. И. 1963. Связь магматизма с тектоникой на примере формирования структуры Каратау (Южный Казахстан).— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 93.
- Малахова Н. П. 1963. Морская пермь восточного склона Урала.— Докл. АН СССР, 148, № 5.
- Маловицкий Я. П. 1964. Оценка перспектив нефтегазоносности Каспия. Геол. нефти и газа, № 6.
- Манилов С. А. 1964. Основные результаты региональных геофизических исследований конторы «Спецгеофизика», проведенных на Устюрте и в прилегающих районах.— Труды Всес. научно-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, вып. 39.
- Матвеев В. Г., Волож Ю. А. 1965. Новые перспективные структуры на Южном Мангышлаке в районе нефтяных месторождений Жетыбай и Узень.— Геол. нефти и газа, № 2.
- Машрыков К. К., Диккенштейн Г. Х., Соколов В. Я., Кириенко Г. И. 1963. Перспективы нефтегазоносности юрских отложений восточных районов Туркменской ССР.— Изв. АН Туркм. ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 2.
- Машрыков К. К., Семенович В. В., Смирнов Л. Н. 1963. Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых на территории Туркменистана. В кн.: «Проблемы комплексного изучения засушливых зон СССР». М., Изд-во АН СССР.
- Машрыков К. К., Фоменко К. Е. 1961. Новые данные о глубинном геологическом строении юго-восточной Туркмении.— Изв. АН Туркм. ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 6.
- Международная тектоническая карта Европы. 1964. Масштаб 1 : 2 500 000. М., ГУГК.
- Мелешенко В. С., Янов Э. Н. 1960. О пригеосинклинальных прогибах.— Геол. и геофиз., № 11.

- Мелькановицкий И. М. 1962. Глубинное геологическое строение территории Приташкентского района, Кызыл-Кумов и сопредельных районов по данным геофизических исследований.— Сов. геол., № 2.
- Мелькановицкий И. М. 1963. Закономерности изменения физических свойств горных пород восточной части Средней Азии.— Сов. геол., № 11.
- Мелькановицкий И. М., Костромин Р. А. 1961. Геологическое картирование складчатого основания Приташкентской впадины по геофизическим данным.— Уч. зап. Среднеаз. научно-исслед. ин-та геол. и минер. сырья, вып. 5.
- Мередов Т., Орзагельдыев А. 1962. О геологическом строении Карачокской и Тумбинской антиклиналей.— Изв. АН Туркм. ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 3.
- Миклухо-Маклай А. Д. 1961. Стратиграфия пермских отложений Средней Азии. Вестн. Ленингр. ун-та, № 12, серия геол. и геогр., вып. 2.
- Миклухо-Маклай А. Д. 1963. Верхний палеозой Средней Азии. Изд-во Ленингр. ун-та.
- Милановский Е. Е. 1963. К палеогеографии Каспийского бассейна в среднем и начале позднего плиоцена (балханский и акчагыльский века).— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 38, вып. 3.
- Мильничук В. С. 1962. Структурные и фациальные особенности неогеновых отложений Закаспия.— Труды Моск. ин-та нефтехим. и газ. пром-сти, вып. 36.
- Мильничук В. С., Чарыгин М. М. 1963. История тектонического развития Устюрта.— Труды Моск. ин-та нефтехим. и газ. пром-сти, вып. 43.
- Мильштейн Д. М. 1960а. К вопросу о строении свода Байрамалийской структуры.— Изв. АН Туркм. ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 5.
- Мильштейн Д. М. 1960б. К истории тектонического развития Юго-Восточного Туркменистана.— Изв. АН Туркм. ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 5.
- Мильштейн Д. М. 1960в. О природе Ренетекской тектонической зоны в юго-восточном Туркменистане.— Изв. АН Туркм. ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 2.
- Мирзасв С. Ш. 1965. К проблеме широкого использования подземных вод Средней Азии для водоснабжения, орошения и обводнения пастбищ.— Узб. геол. ж., № 2.
- Мирзаханов М. К. 1962. Геологическое строение Предкопетдагского прогиба и зоны сочленения прогиба с Каракумской платформой по данным структурно-профильного бурения.— Труды Компл. южной геол. экспед., вып. 8.
- Мирзаханов М. К., Полишко В. В., Птушкин Э. И. 1962. Геологическое строение полуострова Дарджа по результатам структурно-профильного бурения.— Изв. АН Туркм. ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 4.
- Мирзаханов Ф. М. 1963. Некоторые результаты применения РНП в юго-восточной Туркмении.— Изв. АН Туркм. ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 2.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. 1962. О распространении и условиях залегания переходного комплекса в районах эпигерцинской платформы, прилегающих к Каспийскому морю.— Докл. АН СССР, 146, № 4.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. 1963. Тектоника Предкавказья. М., Гостехиздат.
- Михайлов А. Е. 1955. К вопросу о формировании верхнепалеозойских структур в западной части Тенизской впадины (Центральный Казахстан).— Сов. геол., сб. 48.
- Михайлов Б. М., Ларионов В. А. 1961. Тектоника и возможная нефтегазоносность южных районов Тургайского прогиба.— Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, вып. 43.
- Мокринский В. Я. 1952. Развитие процесса формирования структурных форм и накопление угленосных осадков Мангышлака. В кн.: «Памяти академика П. И. Степанова». М., Изд-во АН СССР.
- Морозов М. Д., Бродовой В. В., Бекжанов Г. Р., Колмогоров Ю. А., Кузьмин Ю. И., Куминова М. В., Эйдлин Р. А., Гольдшмидт В. И. 1963. Основные геологические структуры Восточного Казахстана и Мугоджар по региональным геофизическим исследованиям.— Изв. АН Казах. ССР, серия геол. наук, вып. 2.
- Моссаковский А. А. 1964. Сравнительная тектоника, формационные ряды и магматизм структур орогенного этапа развития палеозойских складчатых зон Южной Сибири и Северной Европы. В кн.: «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». М., изд-во «Наука».
- Моссаковский А. А. 1965. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей.— Геотектоника, № 2.
- Мстиславский М. М., Столяров А. С. 1960. Олигоценовые структуры Южного Мангышлака.— Сов. геол., № 12.
- Муратов М. В. 1955. Тектоническая структура Западной Туркмении и положение Большого Балхава. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Муратов М. В. 1963. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.

- Мушенко А. И. 1963. О некоторых особенностях развития структур Русской платформы.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 92.
- Наливкин Д. В. 1933. Геологические районы СССР.— Проблемы сов. геол., 1, № 1.
- Неволин Н. В. 1958а. Тектоника Прикаспийской впадины.— Геол. нефти, № 9.
- Неволин Н. В. 1958б. Тектоника Устюрта.— Геол. нефти, № 7.
- Неволин Н. В. 1961. Тектоника Западного Казахстана и перспективы его нефтегазоносности. М., Гостоптехиздат.
- Неволин Н. В. 1965. Общие черты глубинного геологического строения Западного Казахстана. М., Изд-во «Недра».
- Неволин Н. В., Аввакумов В. А., Козлова Е. Ф., Матвеев В. Д., Шахалов Н. В. 1962. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Мугоджар и сопредельных районов.— Сов. геол., № 10.
- Невский Г. К. 1962. Тектонические предпосылки поисков нефти и газа в палеозойских отложениях Чу-Сарысуьской депрессии.— Геол. нефти и газа, № 7.
- Никифорова К. В. 1960. Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 45.
- Николаевский А. А. 1959. Плотностная характеристика геологического разреза восточной части Сибирской платформы.— Прикл. геофиз., вып. 23.
- Николаенко В. А. 1960. Новый нефтегазоносный район в предгорьях Копет-Дага.— Новости нефт. техн., геол., № 7.
- Николаенко В. А., Мирзаханов М. К. 1962. Геологическое строение и нефтегазоносность Западно-Туркменской впадины.— Труды Компл. южной геол. экспед., вып. 8.
- Николаенко В. А., Шолохов В. В. 1962. Структурно-геоморфологическая характеристика Западно-Туркменской низменности.— Труды Компл. южной геол. экспед., вып. 7.
- Новиков А. Г., Силицын Ф. Е., Загоруйко В. А. 1962. Геологическое строение, перспективы нефтегазоносности и направление геологических исследований в Кызылкумской впадине.— Изв. АН Казах. ССР, серия геол. наук, № 5.
- Новиков А. Г., Силицын Ф. Е., Скворцов И. В. 1961. Перспективы нефтегазоносности Южного и Юго-Восточного Казахстана, Северной Киргизии и Восточного Приаралья.— Труды Всес. научно-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, вып. 35.
- Новиков А. Г., Силицын Ф. Е., Филиппьев Г. П. 1963. Тектоника впадин Южного Казахстана в связи с проблемой нефтегазоносности.— Изв. АН Казах. ССР, серия геол. наук, № 4.
- Новикова А. С. 1964. О тектонике и магматизме Восточно-Европейской платформы. В кн.: «Деформация пород и тектоника». (Международ. геол. конгресс. XX сессия. Докл. сов. геол. Проблема 4). М., изд-во «Наука».
- Носаль В. И. 1959. О связи нижнемезозойских образований восточного склона Урала с глубинными разломами на примере Челябинской депрессии.— Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 32.
- Огнев В. Н. 1959. Основные структурно-фациальные зоны Средней Азии. В кн.: «Решение Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии». Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР.
- Озерская М. Л. 1955. Опыт лабораторного измерения упругих свойств горных пород.— Прикл. геофиз., вып. 12.
- Оразов О. 1964. Некоторые закономерности истории геологического развития Центрально-Каракумского поднятия.— Изв. АН Туркм. ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 6.
- Палей И. П. 1963. Основные черты тектоники Балтийского щита.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 92.
- Пантелеев Г. Ф. 1964. Новые данные о палеозойских отложениях Южного Приаралья.— Труды треста «Союзбургаз», вып. 4.
- Пантелеев Г. Ф., Киченко Е. А. 1961. Геологическое строение северо-восточного окончания Туаркырской группы складок.— Труды Союзн. геол.-поиск. конторы, вып. 2.
- Пантелеев Г. Ф., Попов Н. Г. 1961. Тектоника Южного Приаралья.— Труды Союзн. геол.-поиск. конторы, вып. 2.
- Пейве А. В. 1938. Схема тектоники Западного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5—6.
- Перфильев А. С., Херасков Н. П. 1964. Урал. В кн.: «Тектоника Европы. Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы м-ба 1:2 500 000. М., изд-ва «Наука» и «Недра».
- Петрушевский Б. А. 1933. К вопросу о геологическом строении Приказалинского района.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 11, вып. 3.
- Петрушевский Б. А. 1938. Сарысуьские купола.— Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Петрушевский Б. А. 1939а. Артезианский бассейн Мын-Булак в Тургайском прогибе.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 17, вып. 4—5.
- Петрушевский Б. А. 1939б. Структура Тургайской впадины.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.

- Петрушевский Б. А. 1942. Чуйская мульда и западная часть Бед-Пак-Далы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5—6.
- Петрушевский Б. А. 1955. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР.
- Петрушевский Б. А. 1960. К вопросу о структурной принадлежности Большого Балхана.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 35, вып. 3.
- Пинчук О. И. 1955. К стратиграфии и условиям формирования угленосной толщи Челябинского бассейна.— Изв. Днепропетровск. горн. ин-та, 25.
- Плещеев И. С. 1960. Первая газифицирующая скважина близ северных чинков Устюрта.— Новости нефт. техн., геол., № 7.
- Плещеев И. С. 1962. О Шагырлинском месторождении горючего газа у северных чинков Устюрта.— Новости нефт. и газовой техн., геол., № 1.
- Плещеев И. С. 1964. Тектоническое строение и перспективы нефтегазосности северо-восточного Устюрта.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 4.
- Плещеев И. С., Шарапов А. И., Шлезингер А. Е. 1961. Структуры Восточного Мангышлака и прилегающих территорий плато Устюрт.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 36, вып. 1.
- Полак Л. С. 1956. Закономерности изменения плотности и пористости пород с глубиной их залегания.— Труды Ин-та нефти АН Казах. ССР, вып. 1.
- Полак Л. С., Рапопорт М. Б. 1957. Некоторые замечания об упругих свойствах горных пород.— Развед. и промысл. геофиз., № 19.
- Попов В. В., Резанов И. А. 1955. О неотектонике Тянь-Шаня в связи с его сейсмичностью. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Попов В. И. 1938. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во Комитета наук Узб. ССР.
- Попов В. И. 1960. Ядерная теория развития земной коры. Ташкент, Изд-во Самарканд. гос. ун-та.
- Попов В. И. 1964. Ядра и междуядерные зоны Средней Азии — основа ее геологического районирования. В кн.: «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». М., изд-во «Наука».
- Преображенский К. С. 1947. О тектонике и стратиграфии Челябинского бассейна.— Сов. геол., сб. 22.
- Прусов В. В. 1956. Новые данные о геологическом строении Северных (Заунгузских) Кара-Кумов.— Труды Всес. аэрогеол. треста, вып. 2.
- Птушкин Э. И. 1963. Некоторые особенности строения северного крыла Большесалханской антиклинали. В кн.: «Новые данные по геологии Туркменской ССР», вып. 1. М., Гостоптехиздат.
- Птушкин Э. И., Тпуннов К. В., Худайназаров Г. 1961. Тектоника Большого Балхана.— Изв. АН Туркм. ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 1.
- Пузырев Н. Н. 1959. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. М., Гостоптехиздат.
- Пущаровский Ю. М. 1959. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие.— Труды Геол. ин-та, вып. 28.
- Пятков К. К., Бухарин А. К. 1962. Тектоническое строение территории Кызылкумов.— Труды Главгеологии Узб. ССР, сб. 2.
- Пятков К. К., Пяновская И. А. 1961. О проявлении раннемезозойской складчатости в Центральных Кызылкумах на примере района колодца Сары-Батыр.— Труды Главгеологии Узб. ССР, сб. 1.
- Пятков К. К., Пяновская И. А. 1964. К истории тектонического развития Центральных Каракумов.— Узб. геол. ж., № 2.
- Пятков К. К., Пяновская И. А., Бухарин А. К. 1963. Геологическое строение палеозойского фундамента Центральных Каракумов. М., Госгеолтехиздат.
- Радюкевич Н. М. 1961. Тектоника неогенового покрова участка Эшекан — Кренкыр — Тузкыр (Каракумы).— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, 46.
- Резвой Д. П. 1959. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Изд-во Львовск. ун-та.
- Резвой Д. П. 1962. О Западнотяньшаньском поперечном глубинном шве.— Вестн. Львов. ун-та, серия геол., № 1.
- Решение и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. 1961. Л., Гостоптехиздат.
- Рихтер В. Г., Маев Е. Г. 1955. Новые данные по геологии Степного Мангышлака.— Докл. АН СССР, 104, № 5.
- Розе Т. Н. 1956. Схема изогипс поверхности магнитных масс складчатого фундамента Западно-Сибирской низменности.— Докл. АН СССР, 106, № 5.
- Рыжков О. А. 1959. Тектоника меловых и кайнозойских отложений Ферганской депрессии. Ташкент. Изд-во АН Узб. ССР.
- Рыжков О. А. 1962. Схема структурно-тектонического районирования мезо-кайнозойских отложений Узбекистана.— Узб. геол. ж., № 3.
- Рыжков О. А., Давлятов Ш. Д. 1959. К тектонике покровных отложений Западного Узбекистана.— Докл. АН Узб. ССР, № 12.

- Рыжков О. А., Давлятов Ш. Д., Екшибаров С. В., Зуев Ю. Н., Федотов Ю. А.** 1965. Альпийская тектоника и некоторые вопросы нефтегазоносности Узбекистана. В кн.: «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». М., изд-во «Наука».
- Рыжков О. А., Ибрагимов Р. Н., Юрьев А. А.** 1961. Тектоника Ташкентско-Голдностепской предгорной олигоцен-антропогеновой впадины.—Узб. геол. ж., № 5.
- Рыжков О. А., Сотириади К. А., Железнов В. М., Шейн В. С.** 1964. Газонефтеносность территории Узбекистана.—Сб. научн. трудов Ташкент. политехн. ин-та, вып. 4.
- Рыжков О. А., Хаймов Р. Н., Витчинкин М. М., Зуев Ю. И.** 1964. К проблеме палеозойской нефти Узбекистана и смежных территорий.—Сов. геол., № 8.
- Рыжков О. А., Хаймов Р. Н., Зуев Ю. Н.** 1963. Новые данные о газосносности палеозойских отложений Самаркандской мегасинклинали.—Нефтегаз. геол. и геофиз., № 12.
- Савельев А. А.** 1949. Новые данные по тектонике северной части Мангышлакской горной системы.—Докл. АН СССР, 68, № 3.
- Самодуров В. И.** 1957. Тектоника северо-восточного Приаралья.—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 32, вып. 4.
- Самодуров В. И.** 1965. О границе каледонид и герцинид под осадочным чехлом Туранской плиты. В кн.: «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». М., изд-во «Наука».
- Саргаскаев Т. Б.** 1963. Геофизические исследования в Чу-Сарысуйской депрессии и их основные результаты.—Изв. АН Казах. ССР, серия геол. наук, № 4.
- Сардонников Н. М., Саницын Ф. Е.** 1964. Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности Восточно-Чуйской впадины.—Нефтегаз. геол. и геофиз., № 8.
- Семенович В. В.** 1963. Некоторые результаты и задачи геологических исследований в Туркмении в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности. В кн.: «Новые данные по геологии Туркменской ССР», вып. 1. М., Гостоптехиздат.
- Семенович В. В.** 1964. Разрывные нарушения Каракумской платформы и смежных тектонических районов.—Сов. геол., № 5.
- Сикстель Т. А.** 1958. О триасовых отложениях Южной Ферганы (Камыш-Баши).—Труды Среднеаз. ун-та, вып. 125, геол. науки, кн. 10.
- Сикстель Т. А.** 1960. Стратиграфия континентальных отложений верхней перми и триаса Средней Азии.—Труды Ташкент. ун-та, новая серия, вып. 176, геол. науки, кн. 13.
- Сикстель Т. А.** 1964. О континентальных отложениях перми в Средней Азии.—Сборник научных трудов Ташкентск. политехн. ин-та, вып. 4.
- Симаков А. Н., Семенович В. В., Дикенштейн Г. Х.** 1959. Поиски крупных нефтяных и газовых месторождений в центральных и восточных частях Туркменской ССР.—Сов. геол., № 1.
- Саницын Н. М.** 1957. Схема тектоники Тянь-Шаня.—Вести. Ленингр. ун-та, № 12.
- Саницын Н. М., Саницын В. М.** 1958. Тянь-Шань. Главнейшие элементы тектоники.—Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Ситников В. И.** 1964. О геологическом строении и перспективах нефтегазоносности Каракульского прогиба, Испанлы-Чандырского и Денгизкульского поднятий.—Узб. геол. ж., № 3.
- Ситников В. И., Екшибаров С. В., Хаджибеков М.** 1961. О строении Алатской и Фарабской антиклиналей в связи с перспективами их нефтегазоносности. В кн.: «Новые данные о геологии и нефтеносности Средней Азии и прилегающих территорий». М., Гостоптехиздат.
- Скворцов И. В.** 1958. Схема тектоники и перспективы нефтегазоносности северо-восточной Туркмении и прилегающих районов Узбекистана и Казахстана.—Геол. нефти, № 7.
- Смехов Е. М.** 1958. Сарысуйские дислокации.—Докл. АН СССР, 92, № 6.
- Смирнов Л. Н.** 1957. Мургабская впадина — перспективный нефтегазоносный бассейн.—Геол. нефти, № 10.
- Смирнов Л. Н.** 1960. Вопросы стратиграфии и структурного плана неогеновых отложений Юго-Восточной Туркмении. В кн.: «Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии». М., Гостоптехиздат.
- Смирнов Л. Н.** 1962. Основные закономерности строения Мургабской впадины и их отражение в неогеновом покрове.—Труды Ин-та геол. АН Туркм. ССР, 4.
- Смолко А. И.** 1936. Тектоника и нефтеносность Юго-Западного Приаралья. Труды Компл. научно-исслед. ин-та Каракалпакской АССР, № 7.
- Смолко А. И.** 1957. Приамударьинский район. Средний участок. В кн.: «Геология СССР, т. 22. Туркменская ССР, ч. I». М., Госгеолтехиздат.
- Смолко А. И.** 1961. История развития рельефа и тектоника Красноводского полуострова.—Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, 46.
- Смолко А. И., Радюкевич Н. М., Виханский Г. Н.** 1960. Тектоника нео-

- генового покрова Северо-Западных Каракумов (в связи с поисками нефти и газа).— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, 42.
- Соболевская В. Н. 1964. О некоторых результатах сравнительного анализа древних платформ и молодых платформенных областей.— Докл. АН СССР, 155, № 1.
- Соколов В. Я. 1962а. Некоторые геологические результаты глубокого бурения на нефть и газ в Восточном Туркменистане. Новости нефт. и газ. техн., геол., № 12.
- Соколов В. Я. 1962б. Новое газовое месторождение Восточной Туркмении — Байрам-Али.— Геол. нефти и газа, № 11.
- Соловьева М. Н. 1963. Стратиграфия и фузулинидовые зоны среднекаменноугольных отложений Средней Азии.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 76.
- Старобинец А. Е. 1963. К вопросу о существовании Мургабского поперечного поднятия.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 8.
- Старобинец А. Е. 1964. О распространении верхнеюрских соляно-гипсово-ангидритовых образований на территории Северной, Центральной и Юго-Восточной Туркмении (по материалам исследований КМПВ).— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 12.
- Старобинец Е. Я., Эвентов Я. С. 1948. Чарджоу-Питнякский район. Новости нефт. техн., геол., № 6.
- Стерлягова Г. В. 1961. О замыкании Мангышлакской мегантиклинали. В кн.: «Новые данные о геологии и нефтеносности Средней Азии и прилегающих территорий». М., ГосИНТИ.
- Степюха Е. И. 1964. Уравнения корреляционных связей между физическими свойствами горных пород и глубиной их залегания. М., Изд-во «Недра».
- Столяров А. С. 1961. Случай некомпенсированного прогибания в условиях молодой платформы в олигоцене Южного Мангышлака.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 36, вып. 5.
- Столяров А. С., Шлезингер А. Е. 1962. Тектоника и основные черты развития структурного плана Южно-Мангышлакского плато.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 37, вып. 3.
- Суббота М. И. 1959. Подземные воды Чуйской впадины как показатель возможной нефтегазоносности.— Геол. нефти и газа, № 5.
- Субботин С. И. 1955. О связи аномалий силы тяжести с вертикальными движениями земной коры.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 4.
- Сунгуров А. М. 1958. Глубинная структура Питнякского района по данным геофизических исследований и перспективы его газоносности.— Геол. нефти, № 1.
- Сыдыков Ж., Сотников А. В. 1958. Гидрогеологический очерк Актюбинской области. В кн.: «Гидрогеологические очерки целинных земель». Алма-Ата. Изд-во АН Казах. ССР.
- Сытин Ю. И. 1960. Основные структурные особенности складчатого фундамента Запада Средней Азии и их влияние на формирование структуры осадочного покрова. В кн.: «Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии». М., Гостехиздат.
- Сытин Ю. И., Чихачев П. К., Чуенко П. П. 1960. Основные особенности тектоники и развития структур территории Запада Средней Азии.— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, 42.
- Сычев П. М., Парвайainen А. Э. 1963. Зависимость скорости распространения упругих волн от плотности горных пород на Сахалине.— Геол. и геофиз., № 6.
- Таль-Вирский Б. Б. 1960. Результаты геофизических работ на нефть и газ в Западном Узбекистане за 1957—1958 гг. и их направление в ближайшие годы. В кн.: «Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии». М., Гостехиздат.
- Таль-Вирский Б. Б. 1961а. Некоторые черты тектоники Бухаро-Хивинской нефтегазосной провинции по результатам геофизических исследований.— Труды Всес. научно-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, вып. 30.
- Таль-Вирский Б. Б. 1961б. Применение сейсморазведки в Бухаро-Хивинской нефтегазосной провинции.— Труды Всес. научно-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, вып. 30.
- Таль-Вирский Б. Б. 1964. Некоторые закономерности тектонического развития эпиплатформенной орогенической области Западного Тянь-Шаня (по результатам геофизических исследований). В кн.: «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». М., Изд-во «Наука».
- Таль-Вирский Б. Б., Федотов Ю. А. 1962. Тектоническое районирование территории Кара-Калпакии в связи с поисками месторождений нефти и газа.— Новости нефт. и газ. техн., геол., № 1.
- Творогова И. А. 1961. О глубинном геологическом строении Северо-Западной Туркмении по аэромагнитным данным.— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, 46.
- Тектоника Европы. Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы м-ба 1 : 2 500 000. Под ред. А. А. Богданова, М. В. Муратова, Н. С. Шатского. 1964. М., изд-ва «Наука» и «Недра».

- Тектоника и некоторые вопросы нефтегазоносности мезо-кайнозойских отложений Узбекистана.** 1962. Ташкент. Изд-во АН Узб. ССР.
- Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии.** Под ред. Г. Х. Дикенштейна. 1963. М., Гостоптехиздат.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран.** М-б 1 : 5 000 000. Под ред. акад. Н. С. Шатского. 1956. М., Гостеолтехиздат.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран.** М-б 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. 1957. М., Гостеолтехиздат.
- Теплицкий В. А.** 1960. Новые данные о глубинном геологическом строении районов среднего течения Аму-Дарьи по материалам сейсмических исследований.— Изв. АН Туркм. ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 4.
- Теплицкий В. А.** 1961а. Некоторые результаты сейсморазведочных работ в пределах Бухаро-Газлинской и Чарджоу-Питнякской зон.— Труды Всес. научно-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, вып. 30.
- Теплицкий В. А.** 1961б. Тектоника Репетекской зоны.— Изв. АН Туркм. ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 4.
- Тиунов К. В.** 1960. Сравнение разреза мезозойских и третичных отложений, вскрытых глубокой картировочной скважиной на площади Северо-Балханского прогиба, с разрезами Большого Балхана и восточной части Краснодарского плато.— Новости нефт. техн., геол., № 11.
- Тиунов К. В.** 1961а. Новые данные о возрасте и условиях залегания магматических пород на Большом Балхане.— Новости нефт. техн., геол., № 3.
- Тиунов К. В.** 1961б. Новые данные о геологическом строении Северобалханского предгорного прогиба.— Изв. АН Туркм. ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 1.
- Тиунов К. В.** 1963. О возрасте и условиях залегания магматических пород Большого Балхана. В кн.: «Новые данные по геологии Туркменской ССР», вып. 1. М., Гостоптехиздат.
- Тиунов К. В.** 1964. О геологическом строении Белекского прогиба.— Изв. АН Туркм. ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 2.
- Топорков Д. Д.** 1964. О тектонике Тургайского прогиба в мезозое и кайнозое.— Изв. АН Казах. ССР, серия геол., № 1.
- Трифонов В. Г., Флоренский П. В., Шлезингер А. Е.** 1965. Роль горизонтальных движений в верхнетрасовой структуре Мангышлакского Каратау.— Геотектоника, № 1.
- Туаев Н. П.** 1958. Основные черты геологического строения юго-запада Западно-Сибирской низменности и севера Тургайского пролива и перспективы их нефтеносности.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 126, геол. сб. 3.
- Туаев Н. П.** 1960. Вопросы нефтегазоносности Средней Азии.— Геол. нефти и газа, № 6.
- Туаев Н. П.** 1961. Верхне-Амударьинская впадина, ее границы и основные черты геологического строения.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Туаев Н. П.** 1964. Геологическое строение и нефтегазоносность Челябинской впадины.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 235.
- Туголесов Д. А.** 1955. Геологический очерк Сарыкамышской впадины и района истоков Узбоя. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Туголесов Д. А.** 1960. Тектоника Большеебалханского горста.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 35, вып. 3.
- Туголесов Д. А.** 1963. О методике составления тектонических карт (на примере Устюрта).— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 92.
- Тужикова В. И.** 1959. Об эпохах мезозойского угленакпления на восточном склоне Среднего Урала и в Среднем Зауралье.— Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 32.
- Туремуратов Ж. С.** 1964. Перспективы нефтегазоносности Тенгинской и Тасбулатской структур.— Вестн. АН Казах. ССР, № 12 (237).
- Уломов В. И.** 1959. Региональный разрез земной коры в Средней Азии и мощность наносов в Приташкентском районе.— Изв. АН Узб. ССР, серия физ.-матем. наук, № 2.
- Уломов В. И.** 1962. О результатах исследования глубинного строения земной коры в Средней Азии по данным сейсмологии.— Изв. АН СССР, серия геофиз., № 10.
- Умаров А. У.** 1960. К вопросу о тектонике и газонефтеносности юго-восточной части Бухаро-Каришской антеклизы. Узб. геол., ж., № 4.
- Умаров А. У.** 1962. Тектоника и газонефтеносность юго-востока Бухаро-Каришской системы структур. Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР.
- Условия осадконакопления и геохимическая характеристика мезо-кайнозойских отложений западных районов Средней Азии.** 1964. М., изд-во «Недра».
- Флоренский П. В.** 1964. О верхнетрасовых туфах Мангышлака.— Докл. АН СССР, 154, № 1.
- Флоренский П. В., Гаврилова О. А.** 1962. О характере изменения плотностей пермотрасовых отложений Туаркыра.— Труды Моск. ин-та нефтехим. и газ. пром-сти, вып. 38.

- Фомсико К. Е. 1960. Глубинное сейсмическое зондирование Юго-Восточной Туркмении.— Изв. АН Туркм. ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 4.
- Формозова Л. Н. 1949. Стратиграфическое положение и возраст железорудных слоев Северного Приаралья.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 24, вып. 4.
- Формозова Л. Н. 1953. Состав и условия образования оолитовых железняков дельтовой фации среднеолигоценовых отложений Приаралья.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Формозова Л. Н. 1959. Железные руды Северного Приаралья.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 20.
- Хамрабаев И. Х., Рыжков О. А., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Хаимов Р. Н., Эуев Ю. И., Шейн В. С. 1964. О нефтегазосности палеозойских отложений Узбекистана и прилегающих территорий. В кн.: «Геология и полезные ископаемые Узбекистана». Ташкент. Изд-во «Наука» Узб. ССР.
- Хариков Б. А., Дадук Е. М. 1964. Сейсмические исследования по профилю № 62001 КМПВ — ГСЗ в Западной Туркмении.— Изв. АН Туркм. ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 6.
- Хворова И. В. 1961. Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала.— Труды Геол. ин-та, вып. 37.
- Худобина Е. А. 1957. Красноводский район. Магматизм и явления метаморфизма. В кн.: «Геология СССР, т. 22. Туркменская ССР, ч. I». М., Гостеолтехиздат.
- Худобина Е. А. 1961. Магматические породы Западной Туркмении.— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, 45.
- Чакабаев С. Е., Имашев Н. У., Токарев В. П., Кононов Ю. С., Корсун П. Е., Водалевский Э. С., Иванов В. А., Фарафонова П. В., Шаховой А. И. 1964. Газонефтяное месторождение Узень.— Изв. АН Казах. ССР, серия геол., № 4.
- Чарыгин М. М., Васильев Ю. М., Мильничук В. С., Хакимов Г. Х., Джуламано К. Д., Алиев Т. У. 1963. Геология и перспективы нефтегазосности Арало-Каспийского региона. М., Гостоптехиздат.
- Чепов Ю. П. 1963. О восточном продолжении Копетдагского складчатого сооружения.— Изв. высших учебн. завед., геол. и разведка, № 8.
- Чепов Ю. П. 1964. Геологическое строение южной части Теджен-Мургабского междуречья.— Изв. высших учебн. завед., геол. и разведка, № 6.
- Черепанов Н. Н., Слепачова Г. И. 1963. Структуры юго-западной части Южного Мангышлака (площадь мыс Песчаный — впадина Каунды).— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 218.
- Черниковский А. Г. 1963. Нижнемезозойские коры выветривания Орской депрессии (Южный Урал).— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 77.
- Шалабаев С. 1963. Перспективы нефтегазосности Южного Мангышлака и Северного Прикарабагазы.— Изв. АН Казах. ССР, серия геол., вып. 2.
- Шаньгин Н. В., Виленская С. М. 1960. Изучение упругих свойств и скоростей сейсмических волн в недрах Земли по керну буровых скважин.— Уч. зап. Ленингр. ун-та, № 286, серия геол. наук, вып. 12.
- Шатский Н. С. 1938. О тектонике Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5—6.
- Шатский Н. С. 1945. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы. (Материалы к познанию геол. строения СССР, новая серия, вып. 2/6).
- Шатский Н. С. 1951. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Вопросы литологии и стратиграфии. Памяти академика А. Д. Архангельского». М., Изд-во АН СССР.
- Шваик О. А. 1954. Распределение плотности горных пород в геологическом разрезе и связь ее с другими физическими параметрами.— Развед. и промысл. геофиз., вып. 10.
- Шведов Г. В., Дымаков А. И. 1963. Тектоническое строение и перспективы нефтегазосности Северного Мангышлака.— Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 218.
- Шевченко Н. Г. 1959. Новые данные о геологическом строении песков Чильмамед-Кум.— Труды Ин-та геол. АН Туркм. ССР, 2.
- Шевченко Н. Г. 1963. Сведения о палеогидрогеологических условиях территории Приузбойских Каракумов. В кн.: «Новые данные по геологии Туркменской ССР». М., Гостоптехиздат.
- Шейнманн Ю. М. 1959. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та золота и редких металлов, вып. 49.
- Широкоев Б. Я. 1964. Основные черты истории геологического развития Таджикской депрессии и прилегающих районов Туранской плиты.— Труды Всес. научно-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, вып. 42.
- Ширяев И. Е., Блохин П. А. 1962. Некоторые геологические результаты региональных геофизических исследований на Русской платформе и в Средней Азии.— Сов. геол., № 10.

- Шлезингер А. Е. 1959. К вопросу о расчленении пермо-триасового (Каратауского) комплекса п-ова Мангышлак.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 34, вып. 6.
- Шлезингер А. Е. 1965а. Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций. В кн.: «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности». М., изд-во «Наука».
- Шлезингер А. Е. 1965б. Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 132.
- Шлезингер А. Е., Плещеев И. С. 1959. История формирования рельефа Мангышлака и связь его с основными тектоническими структурами.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 34, вып. 3.
- Шолохов В. В. 1962. Об отражении в рельефе Устюрта неогеновых дислокаций и возможных связях складок Южного Устюрта и Мангышлака.— Труды Компл. южной геол. экспед., вып. 7.
- Шолохов В. В. 1963. Отражение глубинных нарушений в геоморфологическом облике Устюрта.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 8.
- Шолохов В. В. 1964. О происхождении и тектонике впадины Карынжарык.— Изв. высших учебн. завед., геол. и разведка, № 10.
- Эз В. В. 1962. О влиянии герцинской складчатости на структуру каледонского этажа в хребте Каратау и об этажности складчатости. В кн.: «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». М., Изд-во АН СССР.
- Юдборовский И. Х. 1964. О методике построения схем регионального изменения плотности пород и гравитационного влияния осадочного покрова на территории запада Средней Азии.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та, новая серия, 105а.
- Юров Ю. Г. 1963. Строеение земной коры на Кавказе и изостазия.— Сов. геол., № 9.
- Яншин А. Л. 1945. О погребенных герцинидах к востоку от Каспийского моря.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 20, вып. 5—6.
- Яншин А. Л. 1948. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Яншин А. Л. 1949. Объяснительная записка к листу Эмба. Геологическая карта СССР. М., Госгеолиздат.
- Яншин А. Л. 1951. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современное представление по этому вопросу. В кн.: «Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти академика А. Д. Архангельского». М., изд-во АН СССР.
- Яншин А. Л. 1952. Тектоника и использование артезианских вод в пустынной зоне Южного Казахстана.— Вестн. АН СССР, № 4.
- Яншин А. Л. 1953. Геология Северного Приаралья. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы. (Материалы к познанию геол. строения СССР, новая серия, вып. 15/19.)
- Яншин А. Л. 1955. О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южно-Эмбенского поднятия.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 30, вып. 5.
- Яншин А. Л. 1962. Основные черты тектоники верхнепалеозойских отложений периферии Мугоджар в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности. В кн.: «Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и юго-восточного обрамлений». М., Гостоптехиздат.
- Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г., Наумова С. Н., Шлезингер А. Е. 1961. О положении границы Русской платформы к востоку от Каспийского моря.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 36, вып. 4.
- Stille H. 1920. Über Alter und Art der Phasen varistischer Gebirgsbildung. Nachr. v. d. K. Gesellsch. d. Wiss. zu Göttingen, math.-phys. Kl.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

| | |
|--|-----|
| Предисловие (А. Л. Яншин) | 5 |
| Введение (Р. Г. Гарецкий) | 11 |
| Глава I. Породы фундамента Туранской плиты (Р. Г. Гарецкий, А. Е. Шлезингер) | 34 |
| Общие сведения | 34 |
| Породы додевонского структурного яруса в пределах каледонид | 34 |
| Породы доверхнепалеозойского структурного яруса в пределах герцинид | 35 |
| Породы верхнего структурного яруса фундамента (средний — верхний палеозой) в пределах каледонид | 40 |
| Породы верхнего структурного яруса фундамента (верхний палеозой — триас) в пределах герцинид | 42 |
| Глава II. Отложения платформенного чехла Туранской плиты (Р. Г. Гарецкий, А. Е. Шлезингер) | 46 |
| Триасово-нижнеюрский (первый) структурный ярус | 46 |
| Среднеюрско-нижнемиоценовый (второй) структурный ярус | 49 |
| Среднемиоценово-нижнеплиоценовый (третий) структурный ярус | 51 |
| Верхнеплиоценово-антропогеновый (четвертый) структурный ярус | 51 |
| Глава III. Сейсмическая характеристика разреза земной коры Туранской плиты (И. С. Вольвовский) | 52 |
| Общие сведения | 52 |
| Основные сейсмические горизонты в платформенном чехле | 52 |
| Сейсмические горизонты, соответствующие поверхности и подошве верхнего структурного яруса фундамента | 60 |
| Критерии разделения высокоскоростных сейсмических волн | 67 |
| Сейсмические горизонты в консолидированной коре и в верхней мантии Земли | 68 |
| Глава IV. Плотностная характеристика разреза земной коры Туранской плиты (В. И. Шрайбман) | 72 |
| Глава V. Методика составления карт и схем (И. С. Вольвовский, Р. Г. Гарецкий, В. И. Шрайбман) | 80 |
| Структурные карты платформенного чехла | 80 |
| Структурная карта поверхности фундамента | 81 |
| Структурная карта подошвы верхнего структурного яруса фундамента | 89 |
| Схема внутренней структуры фундамента (со снятием его верхнего структурного яруса) | 97 |
| Структурная схема подошвы земной коры (поверхности Мохоровичича) | 104 |
| Глава VI. Строение платформенного чехла Туранской плиты (Р. Г. Гарецкий, А. Е. Шлезингер) | 117 |
| Общие сведения | 117 |

| | |
|---|------------|
| Основные структуры платформенного чехла Туранской плиты, выделяемые по поверхности меловых отложений и близким к ней структурным поверхностям | 117 |
| Примугоджарская и Северо-Приаральская системы мегантиклиналей и мегасинклиналей | 118 |
| Челкарско-Северо-Устюртская зона прогибов | 124 |
| Северо-Бузачинский свод | 128 |
| Кассарминская мегантиклиналь | 129 |
| Барсакельмесская впадина | 130 |
| Мангышлакская система мегантиклиналей и мегасинклиналей | 131 |
| Северо-Туркменская зона прогибов | 141 |
| Карабогазский свод и Красноводский прогиб | 144 |
| Туаркырская система мегантиклиналей и мегасинклиналей | 145 |
| Больше-Балханская и Куба-Дагская мегантиклинали | 148 |
| Центрально-Каракумский свод и прилегающие к нему прогибы | 150 |
| Репетекский соляной вал и Байрамалийская антиклиналь | 152 |
| Мургабская впадина | 154 |
| Северо-Афганская зона поднятий | 155 |
| Мегантиклиналь Банди-Туркестана | 156 |
| Бухаро-Хивинская зона ступеней | 157 |
| Бешкентский прогиб | 165 |
| Центрально-Кызылкумская зона поднятий | 165 |
| Нижне-Аму-Дарьинская мегантиклиналь | 167 |
| Восточно-Аральская и Сыр-Дарьинская впадины | 168 |
| Поднятие Приташкентских чулей и Карактауское поднятие | 172 |
| Ергашкудукско-Келесская впадина | 173 |
| Нижне-Сыр-Дарьинский свод | 173 |
| Тургайская и Чуйская синеклизы | 174 |
| Общая характеристика строения платформенного чехла Туранской плиты по кровле меловых отложений | 176 |
| Характер изменения мощностей меловых отложений | 178 |
| Структура подошвы среднемиоценово-нижнеплиоценовых отложений запада и юга Туранской плиты | 180 |
| Структура поверхности юрских отложений Туранской плиты | 185 |
| Характер изменения мощностей юрских отложений | 194 |
| Структура поверхности фундамента Туранской плиты | 196 |
| Глава VII. Строение фундамента Туранской плиты (Р. Г. Гарецкий, В. И. Шрайбман) | 203 |
| Общие сведения | 203 |
| Структура подошвы верхнего структурного яруса фундамента | 203 |
| Характер изменения мощностей отложений верхнего структурного яруса фундамента | 206 |
| О дислоцированности и тектонической принадлежности средне-верхнепалеозойских отложений каледонид и верхнепалеозойско-триасовых отложений герцинид | 207 |
| Схема внутреннего строения фундамента (со снятием его верхнего структурного яруса) | 211 |
| Каледонские складчатые образования | 212 |
| Субширотные герциниды (тяньшаниды) | 215 |
| Субмеридиональные герциниды (уралиды) | 219 |
| Глава VIII. Строение земной коры и верхней мантии Туранской плиты (И. С. Вольвовский, В. И. Шрайбман) | 221 |
| Структура подошвы земной коры (поверхности Мохоровичича) | 221 |
| Мощности консолидированной части земной коры | 223 |
| Некоторые особенности строения верхней мантии | 224 |
| Глава IX. Некоторые особенности строения Туранской плиты (Р. Г. Гарецкий, А. Е. Шлезингер, В. И. Шрайбман) | 228 |

| | |
|---|-----|
| Глава X. История тектонического развития Туранской плиты (Р. Г. Гарецкий, А. Е. Шлезингер) | 242 |
| Геосинклинальный этап развития | 242 |
| Платформенный этап развития | 244 |
| Глава XI. Тектоника и размещение некоторых полезных ископаемых Туранской плиты (Р. Г. Гарецкий) | 247 |
| Глава XII. Некоторые черты сходства и различия в строении молодых и древних плит (Р. Г. Гарецкий) | 255 |
| Литература | 260 |

CONTENTS

| | |
|--|-----|
| Preface (A. L. Yanshin) | 5 |
| Introduction (R. G. Garetzky) | 11 |
| Chapter I. Rocks of Turan plate basement (R. G. Garetzky, A. E. Shlezinger) | 34 |
| General information | 34 |
| Rocks of Predevonian structural layer in caledonides | 34 |
| Rocks of Preupper Paleozoic structural layer in Hercynides | 35 |
| Rocks of the upper structural layer in the basement (Middle — Upper Paleozoic) in caledonides | 40 |
| Rocks of the Upper structural layer of the basement (Upper Paleozoic — Triassic) in Hercynides | 42 |
| Chapter II. Deposits of the platform mantel of Turan plate (R. G. Garetzky, A. E. Shlezinger) | 46 |
| Triassic — Lower Jurassic (the first) structural layer | 46 |
| Middle Jurassic — Lower Miocene (the second) structural layer | 49 |
| Middle Miocene — Lower Pliocene (the third) structural layer | 51 |
| Upper Pliocene — Anthropogen (the fourth) structural layer | 51 |
| Chapter III. Seismic characteristic of the Earth crust section of Turan plate (I. S. Volvovsky) | 52 |
| General information | 52 |
| Main seismic horizons in the platform mantel | 52 |
| Seismic horizons, corresponding to the surface and foot of the upper structural layer of the basement | 60 |
| Criteria of the division of high — rate waves | 67 |
| Seismic horizons in the consolidated crust and upper Earth mantel | 68 |
| Chapter IV. Density characteristic of the Earth crust section of Turan plate (V. I. Shreibman) | 72 |
| Chapter V. Methods of map and scheme compilation (I. S. Volvovsky, R. G. Garetzky, V. I. Shreibman) | 80 |
| Structural maps of the platform mantel | 80 |
| A structural map of the basement surface | 81 |
| A structural map of the foot of the upper structural layer of the basement | 89 |
| A scheme of the inner basement structure (with the removal of its upper structural layer) | 97 |
| A structural scheme of the Earth crust foot (Mohorovicic discontinuity) | 104 |
| Chapter VI. Structure of the platform mantel of Turan plate (R. G. Garetzky, A. E. Shlezinger) | 117 |
| General information | 117 |
| The main structures of the platform mantel of Turan plate, distinguished on the surface of Cretaceous deposits and similar structural surfaces | 117 |
| General characteristic of the platform mantel structure of Turan plate on the roof of Cretaceous deposits | 176 |
| Main features of thickness change of Cretaceous deposits | 178 |

| | |
|--|-----|
| Structure of Middle Miocene — Lower Pliocene deposits of the west and south of Turan plate | 180 |
| Structure of Jurassic deposit surface of Turan plate | 185 |
| Main features of thickness changes of the Jurassic deposits | 194 |
| Structure of the basement surface of Turan plate | 196 |
| Chapter VII. Structure of the basement surface of Turan plate (<i>R. G. Garetzky, V. I. Shreibman</i>) | 203 |
| General information | 203 |
| Structure of the foot of the upper structural layer of the basement | 203 |
| General features of thickness changes of the upper structural layer deposits of the basement | 206 |
| On dislocated and tectonic belonging of Middle — Upper Paleozoic deposits of caledonides and Upper Paleozoic — Triassic deposits of Hercynides | 207 |
| Scheme of the inner basement structure (with the removal of its upper structural layer) | 211 |
| Chapter VIII. Structure of the Earth crust and upper mantel of Turan plate (<i>I. S. Volvovsky, V. I. Shreibman</i>) | 221 |
| Structure of the Earth crust foot (Mohorovicic discontinuity) | 221 |
| Thicknesses of a consolidated part of the Earth crust | 223 |
| Certain features of the upper mantel structure | 224 |
| Chapter IX. Some peculiarities of Turan plate structure (<i>R. G. Garetzky, A. E. Shlezinger, V. I. Shreibman</i>) | 228 |
| Chapter X. History of the tectonic development of Turan plate (<i>R. G. Garetzky, A. E. Shlezinger</i>) | 242 |
| Geosynclinal stage of the development | 242 |
| Platform stage of the development | 244 |
| Chapter XI. Tectonics and arrangement of some useful minerals of Turan plate (<i>R. G. Garetzky</i>) | 247 |
| Chapter XII. Some features of similarity and differences in the structure of young and ancient plates (<i>R. G. Garetzky</i>) | 255 |
| Bibliography | 260 |

*Исаак Самуилович Вольвовский,
Радим Гаврилович Гарецкий,
Александр Ефимович Шлезингер,
Владимир Ильич Шрайбман*

Тектоника Туранской плиты

Труды ГИН, в. 165

Утверждено к печати

Геологи еским Институтом АН СССР

Редактор издательства *В. С. Журавлев*

Художник *А. Д. Смеляков*

Технический редактор *С. Г. Тихомирова*

Сдано в набор 6/VI-1966 г. Подписано к печати 22/X 1966 г. Формат 70×108^{1/16}

Печ. л. 18+11 вкл. Усл.-печ. л. 30,19. Уч.-изд. л. 30,9. Тираж 1250 экз.

Т-14056. Изд. № 1003/66. Тип. зак. 987.

Цена 2 р. 26 коп.

Издательство «Наука». Москва, Г-62, Подсосенский пер., 21

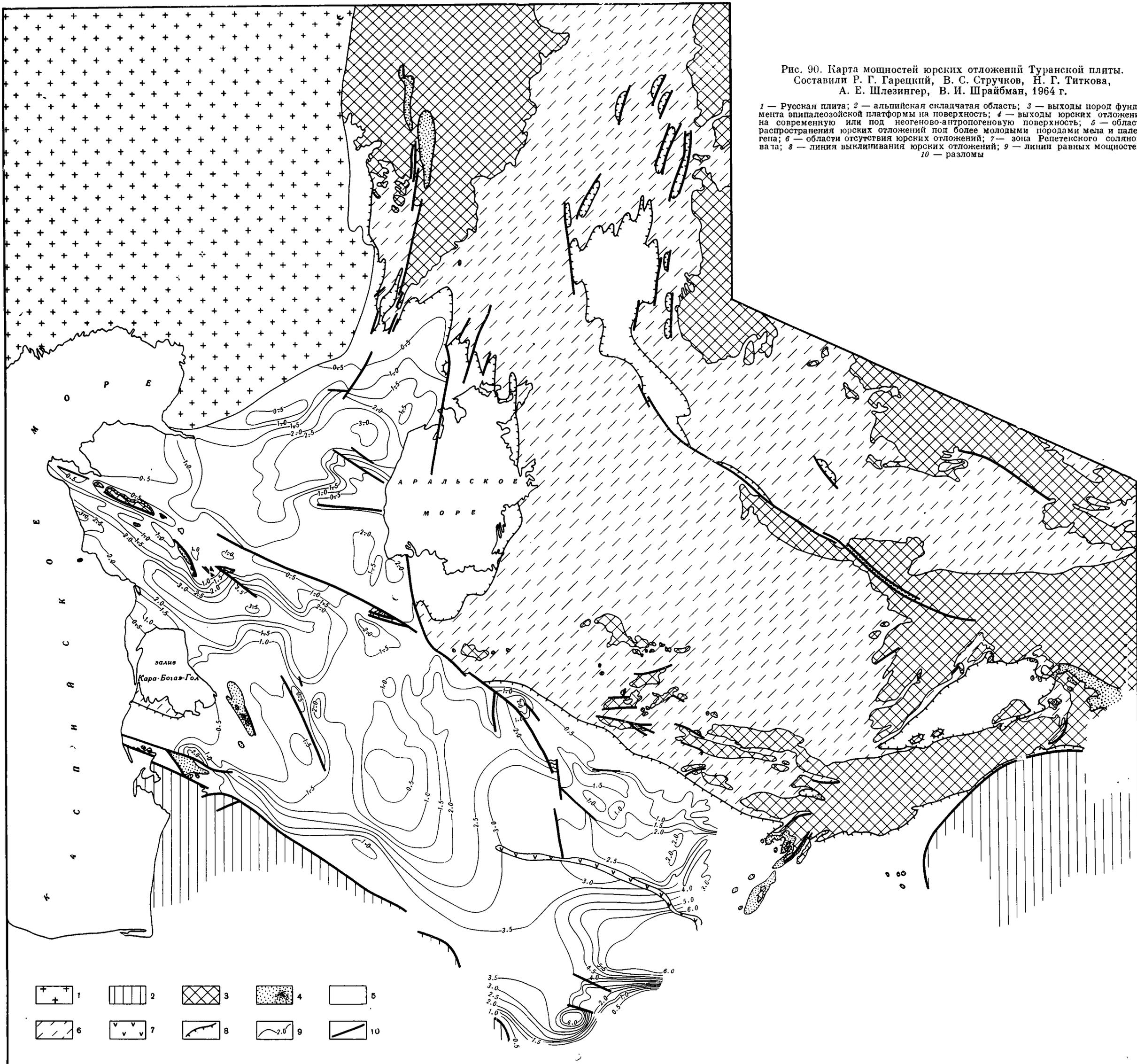
2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

| Страница | Строка | Напечатано | Должно быть |
|----------|---------|-----------------------|-------------------------|
| 29 | 15 стр. | XVI | XVIII |
| 70 | 10 стр. | производным | произведенным |
| 221 | 16 стр. | Центрально-Колымского | Центрально-Каракумского |

Тектоника Туранской плиты

Рис. 90. Карта мощностей юрских отложений Туранской плиты.
Составили Р. Г. Гарецкий, В. С. Стручков, Н. Г. Титкова,
А. Е. Шлезингер, В. И. Шрайбман, 1964 г.



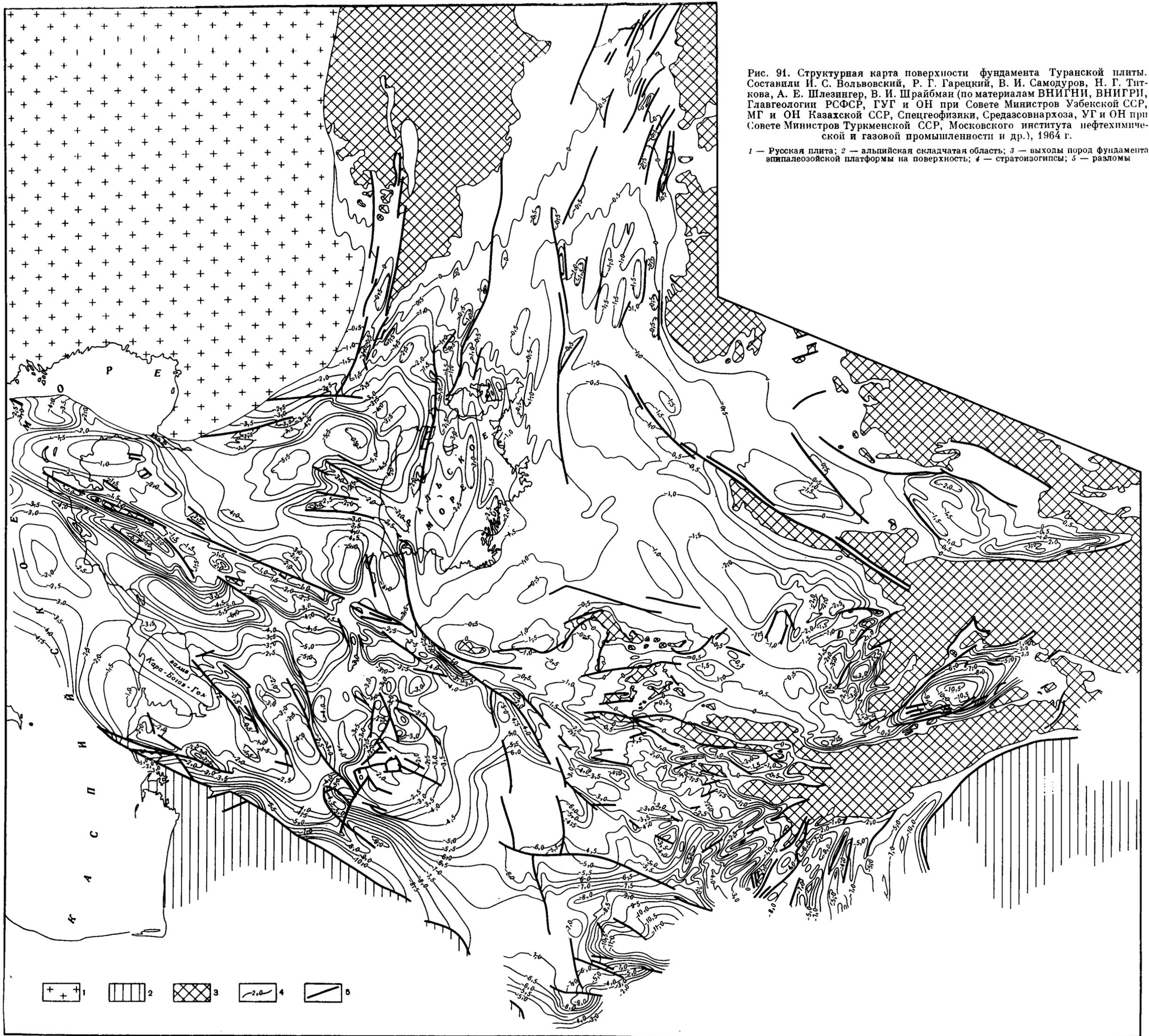


Рис. 94. Структурная карта поверхности фундамента Туранской плиты. Составили И. С. Вольвовский, Р. Г. Гарецкий, В. И. Самодуров, Н. Г. Титкова, А. Е. Шлезингер, В. И. Шрайбман (по материалам ВНИГНИ, ВНИГРИ, Главгеологии РСФСР, ГУГ и ОН при Совете Министров Узбекской ССР, МГ и ОН Казахской ССР, Спецгеофизики, Средазсовнархоза, УГ и ОН при Совете Министров Туркменской ССР, Московского института нефтехимической и газовой промышленности и др.), 1964 г.

1 — Русская плита; 2 — альпийская складчатая область; 3 — выходы пород фундамента эоценовой платформы на поверхность; 4 — стратизогипсы; 5 — разломы



Рис. 39. Схема сопоставления положительных магнитных и гравитационных аномалий и зон высоких градиентов силы тяжести Туранской плиты. Составили Р. Г. Гарепкий, В. С. Стручков, Н. Г. Титкова, В. П. Шрайбман, 1964 г.

1 — контуры гравитационных максимумов; 2 — области совпадения в плане гравитационных и магнитных максимумов. Зоны повышенных значений градиентов силы тяжести: 3 — более 3 мгл/км, 4 — от 3 до 2 мгл/км, 5 — от 2 до 1 мгл/км, 6 — менее 1 мгл/км

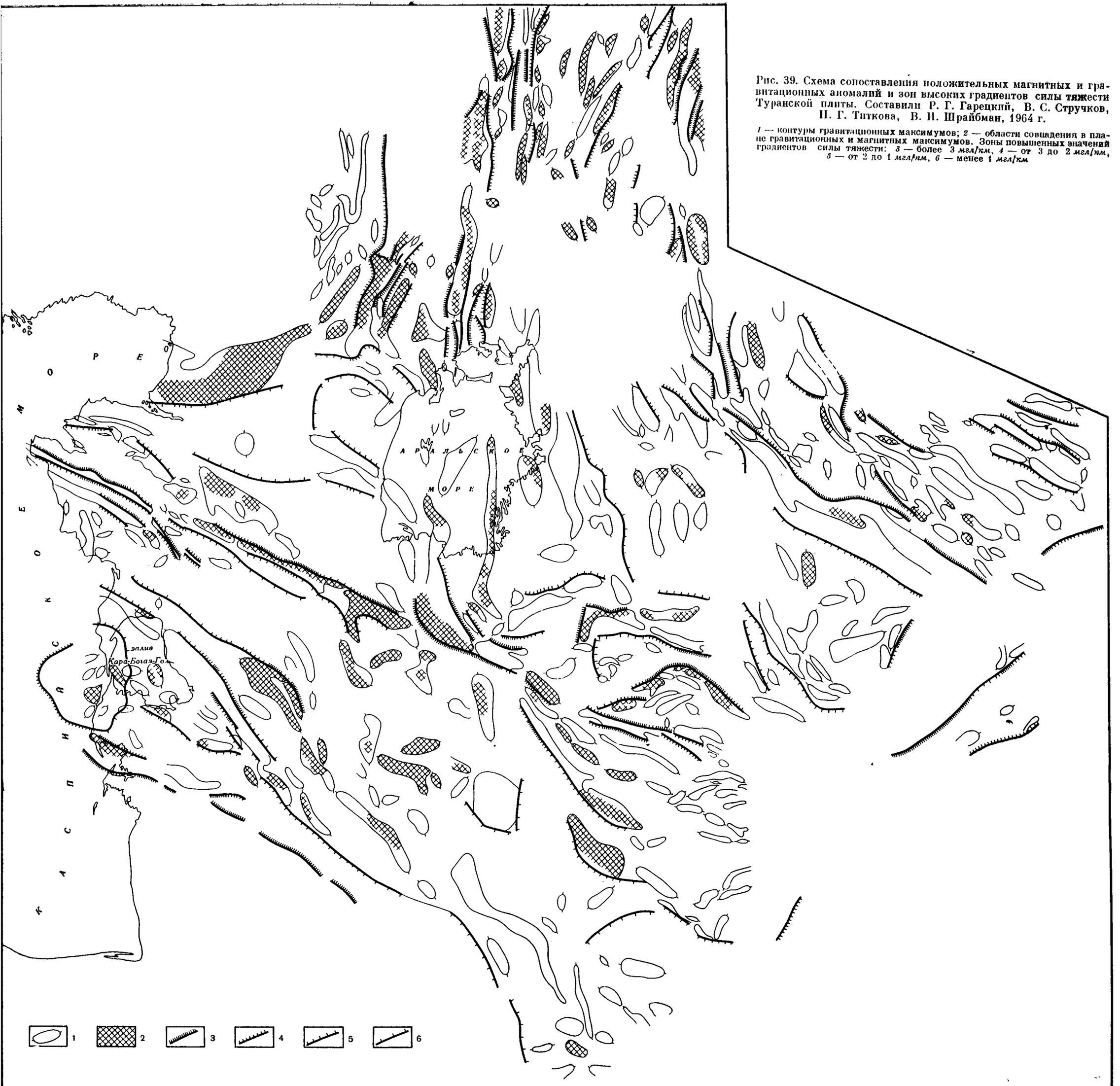


Рис. 40. Карта гравитационного влияния рельефа поверхности фундамента Туранской плиты. Составили В. И. Шрайбман, Н. Г. Титкова, В. С. Стручков, 1964 г.

1 — Русская плита; 2 — альпийская складчатая область; 3 — выходы пород складчатого фундамента эпипалеозойской платформы на поверхность; 4 — изолинии гравитационного влияния рельефа поверхности фундамента

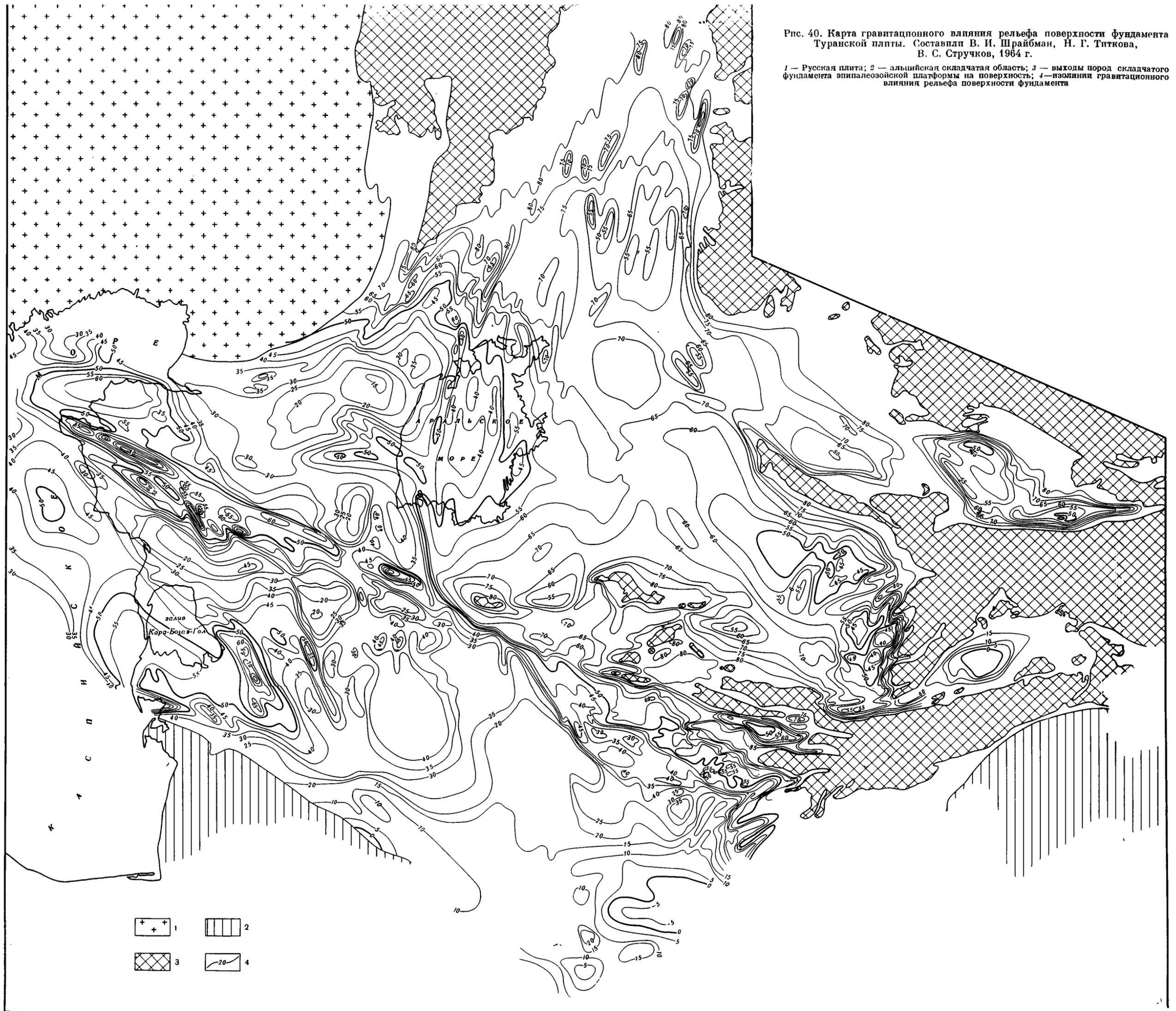


Рис. 17. Схема расположения глубоких скважин и основных сейсмических профилей в пределах Туранской плиты.

1 — выходы фундамента эоценовой платформы на поверхность. Опорные сейсмические профили, освещающие строение: 2 — всей толщи земной коры, 3 — платформенного чехла и верхнего структурного яруса фундамента вплоть до его подошвы, 4 — платформенного чехла вплоть до поверхности фундамента, 5 — платформенного чехла. Участки густого расположения сейсмических профилей, освещающие строение: 6 — платформенного чехла вплоть до поверхности фундамента, 7 — платформенного чехла; 8 — скважины, вскрывшие породы фундамента; 9 — группы скважин, вскрывших породы фундамента; 10 — скважины, вскрывшие отложения платформенного чехла на значительную мощность (более 1000 м); 11 — группы скважин, вскрывших отложения платформенного чехла на значительную мощность (более 1000 м).

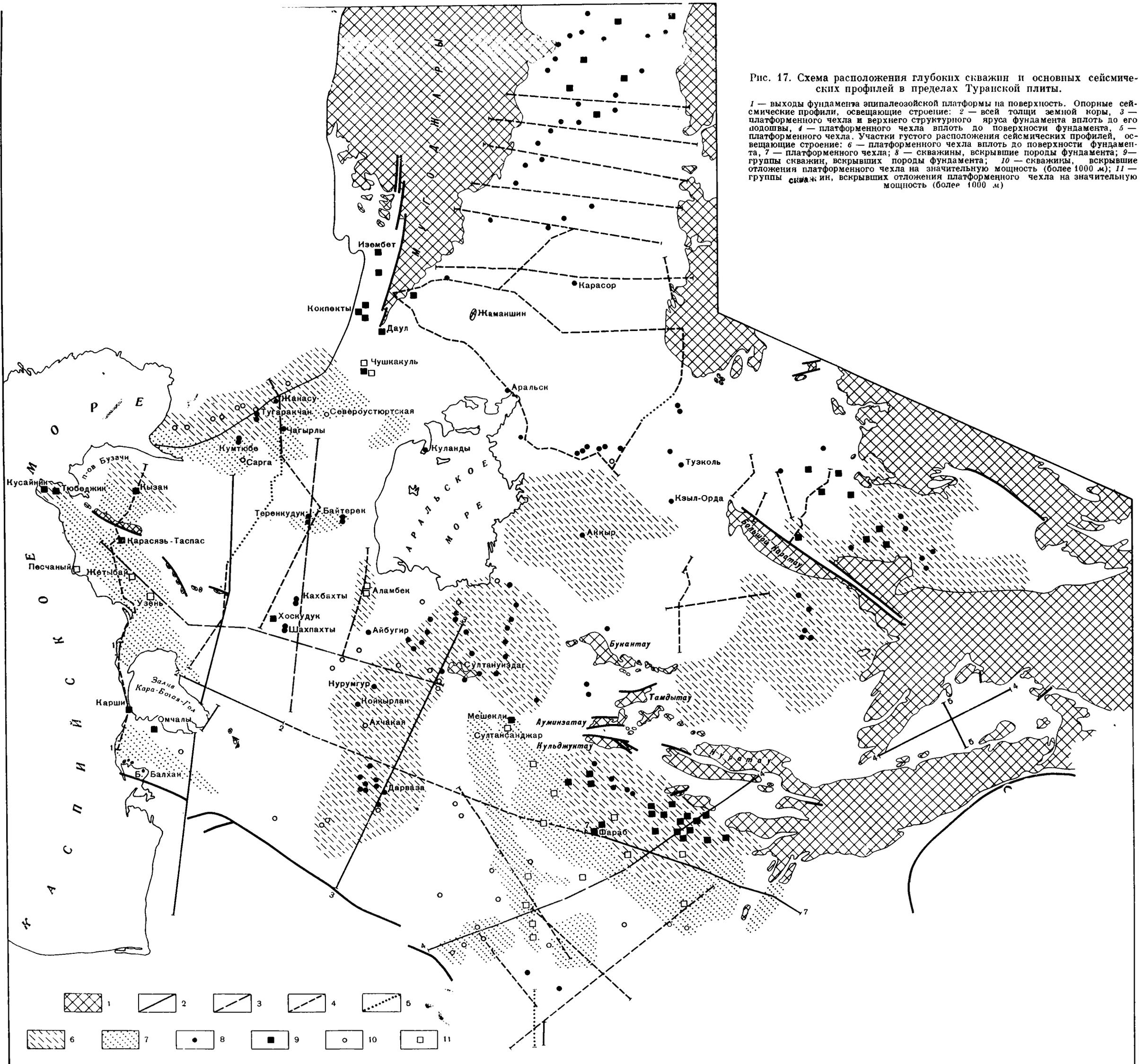


Рис. 87. Структурная карта поверхности юрских отложений Туранской плиты. Составили И. С. Вольвовский, Р. Г. Гарецкий, В. С. Стручков, Н. Г. Титкова, А. Е. Шлезингер, В. И. Шрайбман (по материалам БНИГНИ, ВНИГРИ, Главбургаза, ГУГ и ОН при Совете Министров Узбекской ССР, МГ и ОН Казахской ССР, Спецгеофизики, Средазсовнархоза, УГ и ОН при Совете Министров Туркменской ССР и др.), 1964 г.

1 — Русская плита; 2 — альпийская складчатая область; 3 — выходы пород фундамента эоценозойской платформы на поверхность; 4 — выходы юрских отложений на современную или под неогеново-антропогенную поверхность; 5 — область распространения юрских отложений под более молодыми породами мела и палеогена; 6 — области отсутствия юрских отложений; 7 — соляные купола и зона Репетекского соляного вала; 8 — линия выклинивания юрских отложений; 9 — стратизогипсы: а — основные, б — промежуточные; 10 — разломы

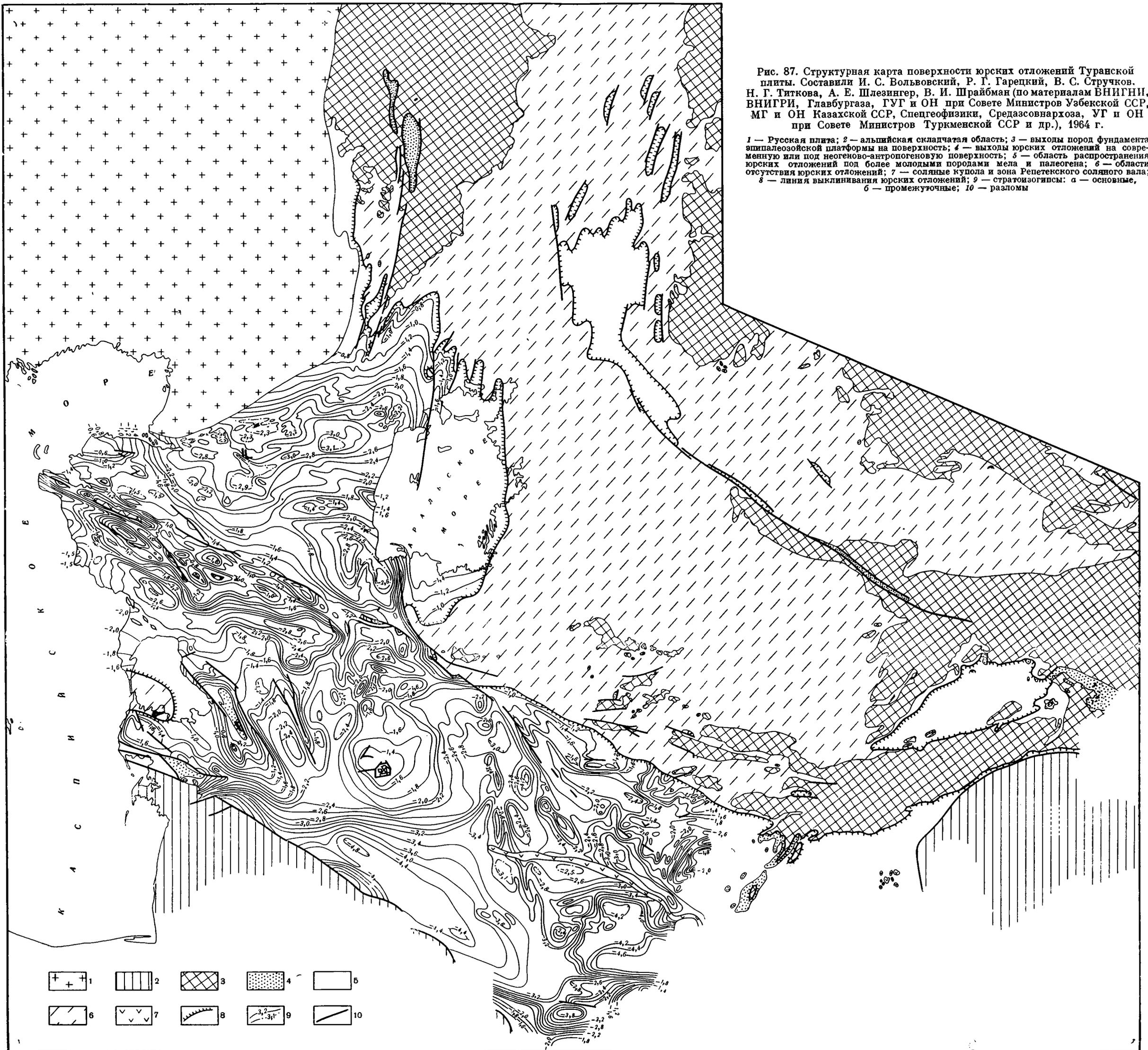


Рис. 92. Структурная карта подошвы верхнего структурного яруса фундамента Туранской плиты. Составлена по материалам ВНИГНИ, ГУГ и ОН при Совете Министров Узбекской ССР, МГ и ОН Казахской ССР, Спецгеофизики, Средазсовнархоза, УГ и ОН при Совете Министров Туркменской ССР, МИНХ и ГП и др., 1964 г.

1 — Русская плита; 2 — альпийская складчатая область; 3 — выходы на поверхность пород эоценовой платформы фундамента более древних, чем отложения верхнего структурного яруса. Верхний структурный ярус фундамента; 4 — средне-верхнепалеозойские породы на поверхности в пределах каледонид; 5 — то же, под платформенным чехлом; 6 — верхнепалеозойско-триасовые породы на поверхности в пределах герцинид; 7 — то же, под платформенным чехлом; 8 — верхнепалеозойско-нижнетриасовые породы Предуральского краевого прогиба; 9 — верхнепалеозойско-нижнетриасовые породы Кушмурунского и Туратамского прогибов; 10 — линии выклинивания пород верхнего структурного яруса фундамента; 11 — разломы; 12 — стратозогипсы подошвы верхнего структурного яруса; 13 — стратозогипсы поверхности фундамента в области отсутствия пород верхнего структурного яруса

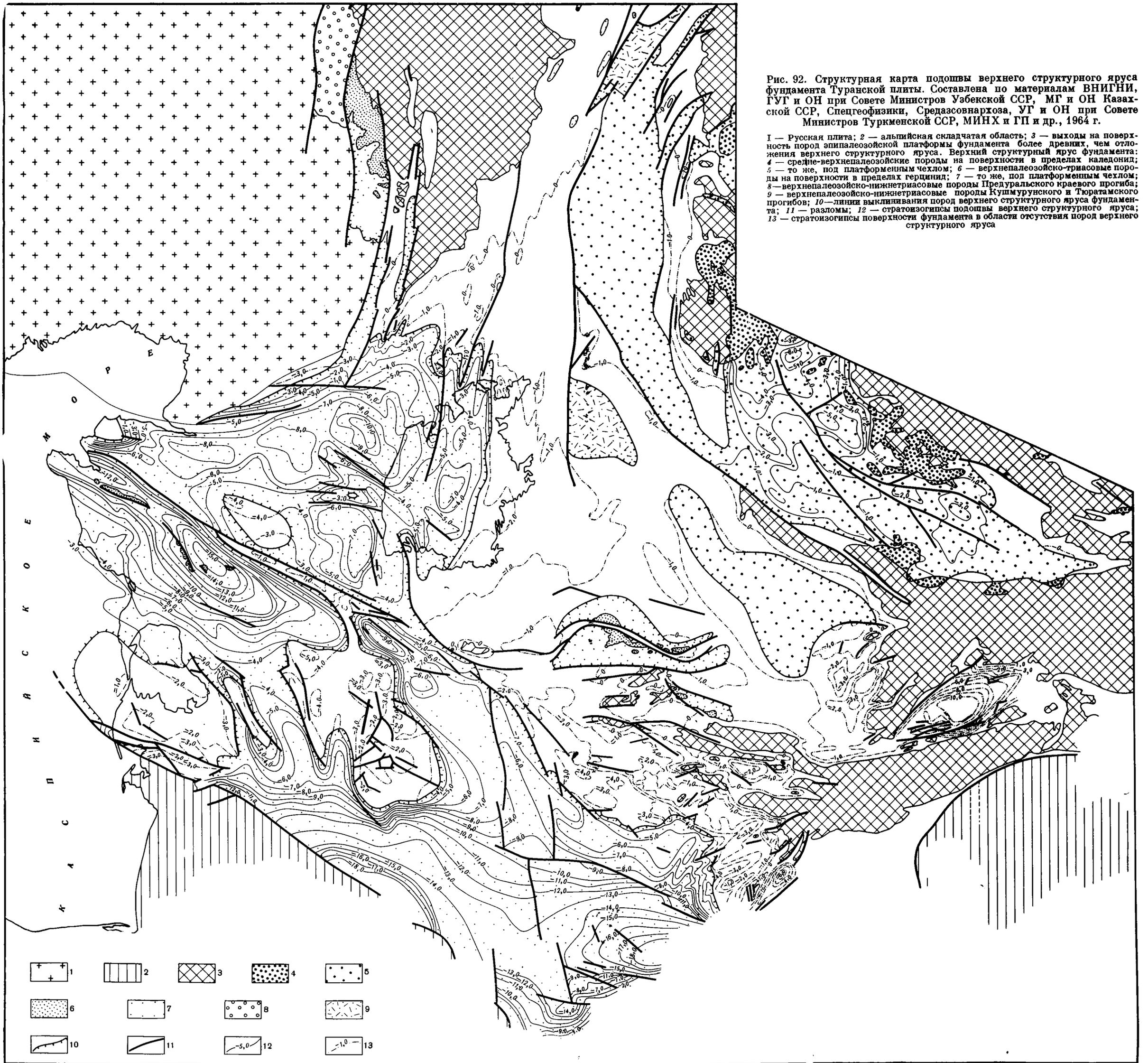
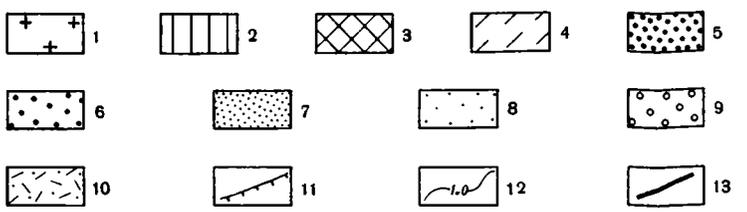
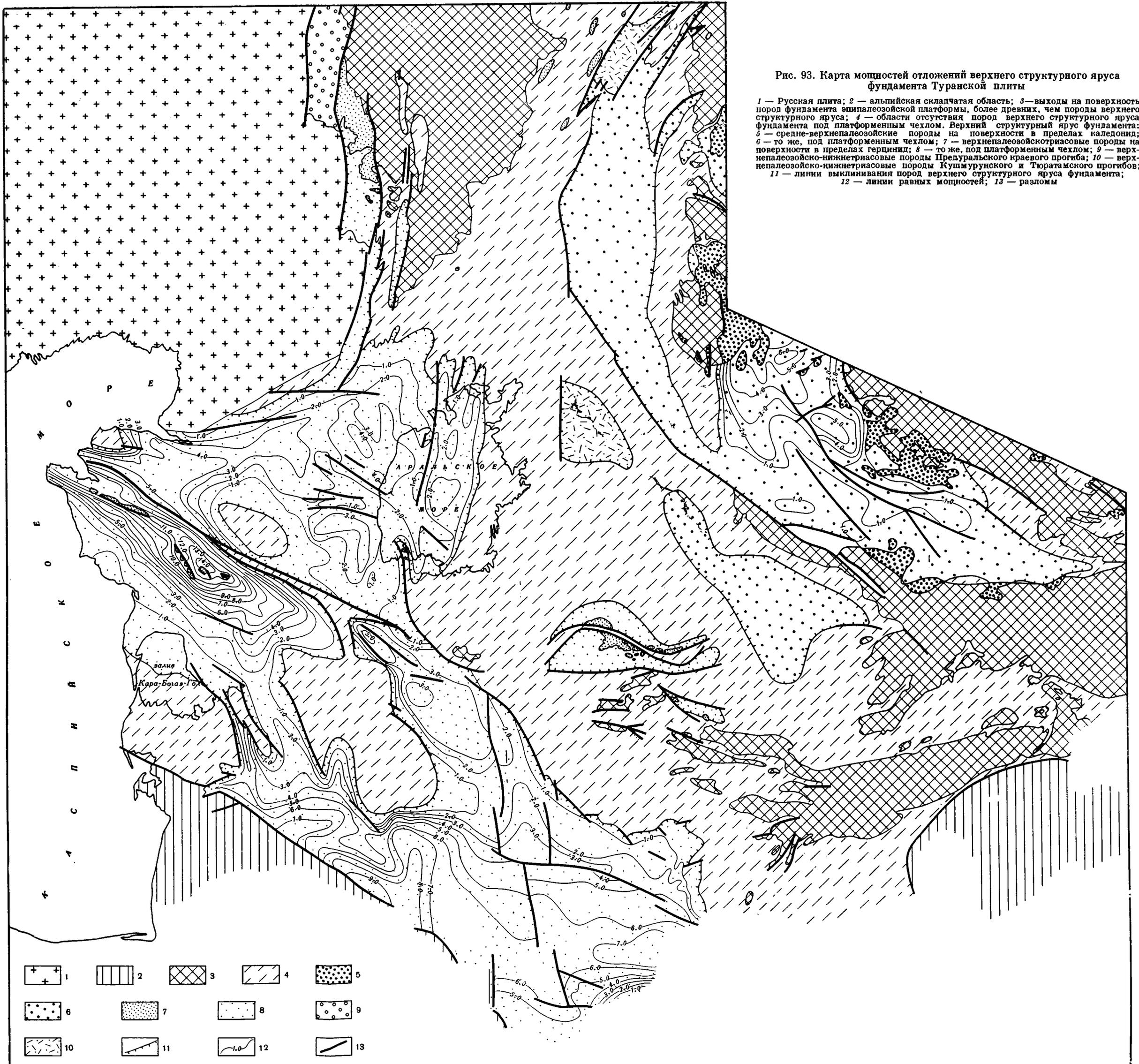


Рис. 93. Карта мощностей отложений верхнего структурного яруса фундамента Туранской плиты

1 — Русская плита; 2 — альпийская складчатая область; 3 — выходы на поверхность пород фундамента эокалозойской платформы, более древних, чем породы верхнего структурного яруса; 4 — области отсутствия пород верхнего структурного яруса фундамента под платформенным чехлом. Верхний структурный ярус фундамента; 5 — средне-верхнепалеозойские породы на поверхности в пределах каледонид; 6 — то же, под платформенным чехлом; 7 — верхнепалеозойско-триасовые породы на поверхности в пределах герцинид; 8 — то же, под платформенным чехлом; 9 — верхнепалеозойско-нижнетриасовые породы Предураьского краевого прогиба; 10 — верхнепалеозойско-нижнетриасовые породы Кушмурунского и Тюратамского прогибов; 11 — линии выклинивания пород верхнего структурного яруса фундамента; 12 — линии равных мощностей; 13 — разломы



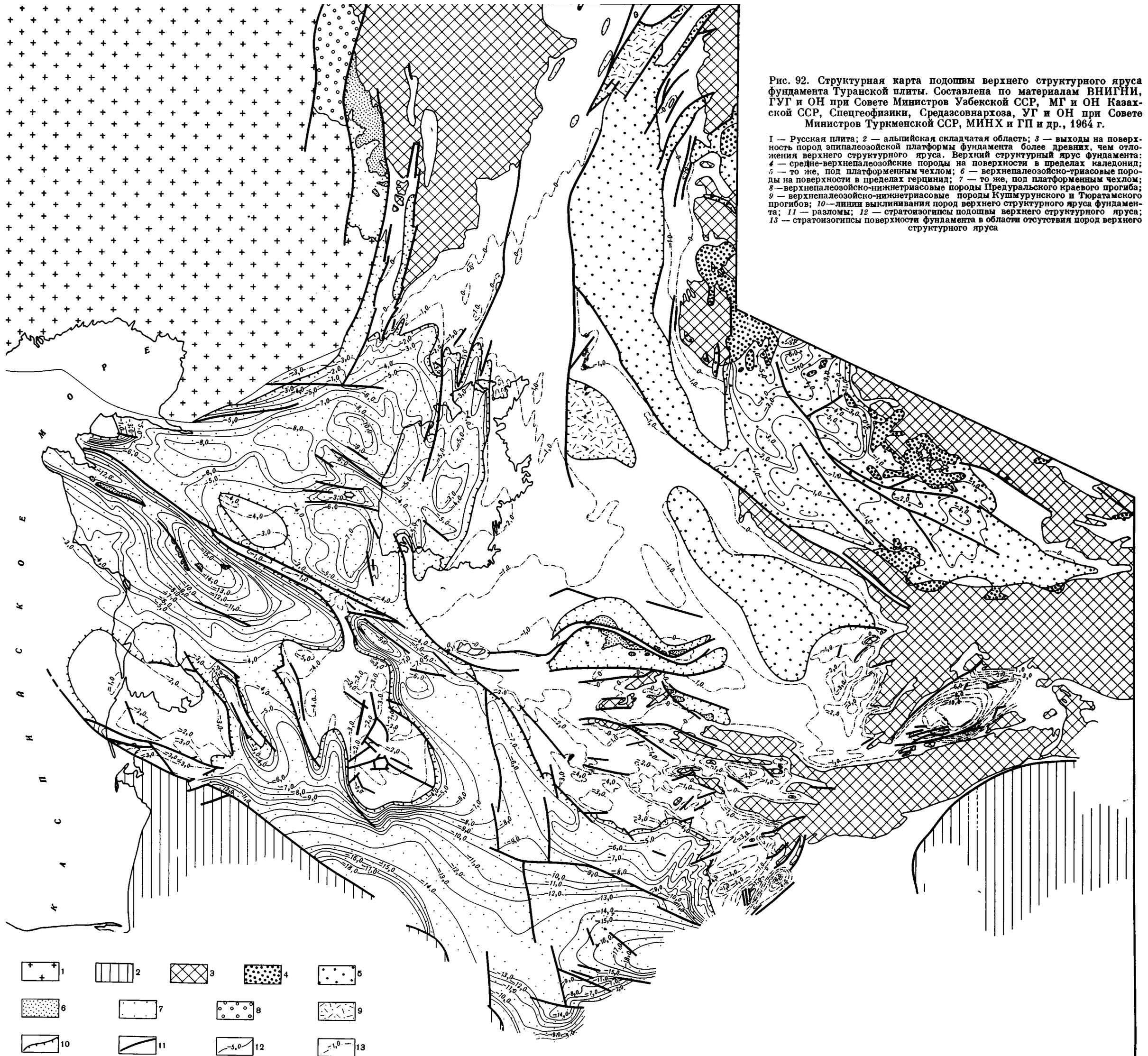


Рис. 92. Структурная карта подошвы верхнего структурного яруса фундамента Туранской плиты. Составлена по материалам ВНИГНИ, ГУГ и ОН при Совете Министров Узбекской ССР, МГ и ОН Казахской ССР, Спецгеофизики, Средазсовнархоза, УГ и ОН при Совете Министров Туркменской ССР, МИНХ и ГП и др., 1964 г.

1 — Русская плита; 2 — альпийская складчатая область; 3 — выходы на поверхность пород эоценовой платформы фундамента более древних, чем отложения верхнего структурного яруса. Верхний структурный ярус фундамента; 4 — средне-верхнепалеозойские породы на поверхности в пределах каледонид; 5 — то же, под платформенным чехлом; 6 — верхнепалеозойско-триасовые породы на поверхности в пределах герцинид; 7 — то же, под платформенным чехлом; 8 — верхнепалеозойско-нижнетриасовые породы Предуральянского краевого прогиба; 9 — верхнепалеозойско-нижнетриасовые породы Кушмурунского и Тюратамского прогибов; 10 — линия выклинивания пород верхнего структурного яруса фундамента; 11 — разломы; 12 — стратонизогипсы подошвы верхнего структурного яруса; 13 — стратонизогипсы поверхности фундамента в области отсутствия пород верхнего структурного яруса

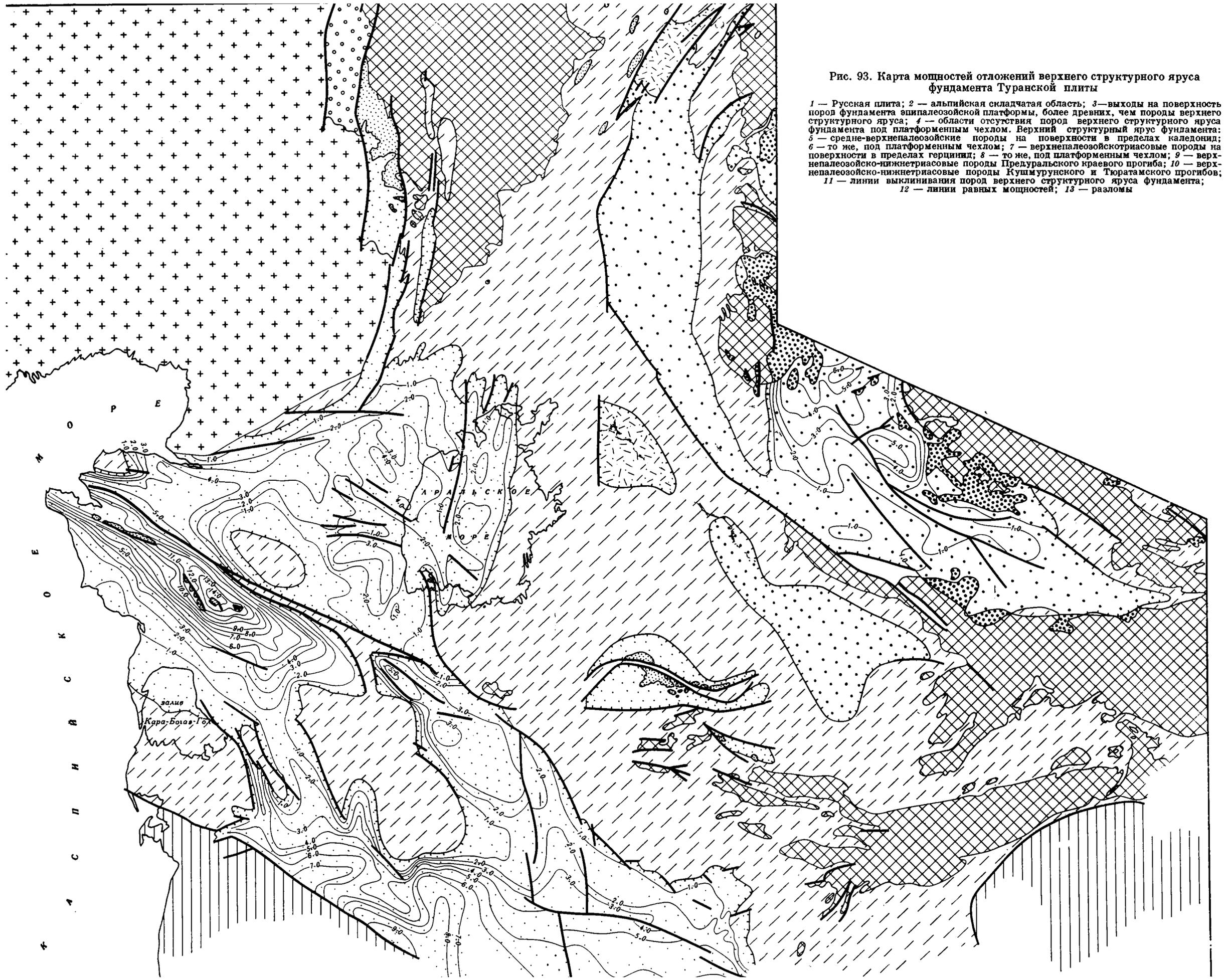


Рис. 93. Карта мощностей отложений верхнего структурного яруса фундамента Туранской плиты

- 1 — Русская плита; 2 — альпийская складчатая область; 3 — выходы на поверхность пород фундамента эоипалеозойской платформы, более древних, чем породы верхнего структурного яруса; 4 — области отсутствия пород верхнего структурного яруса фундамента под платформенным чехлом. Верхний структурный ярус фундамента; 5 — средне-верхнепалеозойские породы на поверхности в пределах каледонид; 6 — то же, под платформенным чехлом; 7 — верхнепалеозойско-триасовые породы на поверхности в пределах герцинид; 8 — то же, под платформенным чехлом; 9 — верхнепалеозойско-нижнетриасовые породы Предуральского краевого прогиба; 10 — верхнепалеозойско-нижнетриасовые породы Кушмурунского и Тюратамского прогибов; 11 — линии выклинивания пород верхнего структурного яруса фундамента; 12 — линии равных мощностей; 13 — разломы

МОСКВА



Рис. 66. Схема основных структурных элементов Туранской плиты.

Русская плита; 2 — альпийская складчатая область; 3 — выходы пород фундамента эпипалеозойской платформы; 4 — положительные структуры; 5 — оси антиклиналей и мегантиклиналей; 6 — отрицательные структуры.

Группы структур: I — Актумская, Iа — Вахитовская, Iб — Токсанбайско-Замстанский структурный залив. Мегантиклиналь: II — Кизилординская, III — Чушкакульская, IV — Примугоржарская мегасинклинал. Северо-Приаральская система мегантиклиналей и мегасинклиналей. Мегантиклиналь: V — Куландинская, VI — Тасаранская, VII — Джиланская, VIII — Тугуская. Антиклиналь: 1 — Карабулакская, 2 — Кособинская, 3 — Жакымбулакская, 4 — Куландинская, 5 — острова Возрождения, 6 — Жамантинская, 6а — Тасаранская, 7 — Малые Камышлыбашская, 9 — Адаматинская. Синклинали: 10 — Нижне-Тургайская, 10а — Аральская, 11 — Аральская, 12 — Жаксылыбашская, 13 — Акпайская. Челкарско-Северо-Устьюртская зона прогибов. IX — Челкарский, X — Северо-Устьюртский, 14 — Каульжурская антиклиналь, 14а — Устьюртско-Аяккумская зона поднятий, 15 — Мынсуалмаская группа структур, 15а — Жумагульская седловина. Мульды: 16 — Кургантуз-Кашкартинская, 18 — Косбулакская, 18а — Матайкумская, 19 — Самская, 19а — Каратюлейская, 20 — Мервокултурская, 20а — Тюлькельский структурный залив. Структуры по-ва Бузачи и южной части этого Устьюрта. XI — Северо-Бузачинский свод; XII — Кызано-Байчагырская зона поднятий; XIII — Кассарминская мегантиклиналь; XIV — Южно-Бузачинский прогиб; XV — Барсакельмеская впадина. Антиклиналь: XVI — Теренкудукская, 23 — Коргантинская. Брахиантиклиналь: 24 — Кызанджарская, 25 — Кайдакская, 26 — Аламбек-Кабанбайское поднятие. Мульды: 27 — собственно Барсакельмеская, 28 — Сулочь. Мангытская система мегантиклиналей и мегасинклиналей. Мегантиклиналь: XVI — Каратауская, XVII — Тубо-Каргаганская, XVIII — Беке-Башкудукская, XIX — Тумгачинская, XX — Караишская, XXI — Чакырганская, XXII — Тузбаирская, XXIII — Карабаурская, XXIV — Каратепинская, XXV — Шорджанская, XXVI — Айбугурская. Ступени: XXVII — Жетыбайская, XXVIII — Шахпахтинская. Мегасинклинал — Чакырганская, XXX — Алчичинско-Боктинская, XXXI — Бусарганская. Антиклиналь: 29 — Карайурмурская, 30 — Торым-Мурзатайская. Северо-Туркменская зона прогибов. Прогибы: XXXII — Южно-Сийский, XXXIII — Ассакенауданский, XXXIV — Хорезмско-Измайльский. Брахиантиклиналь: 31 — Нурумурская, 32 — Гагаринская, 32а — Ачаковская. Поднятия: 33 — Песчаноумское, 34 — Восточно-Унгуское, 35 — Демальское, 37 — Карынжарская седловина. Мульды: 38 — Сегендынская, 38а — Карабарактинская, 39 — Учкулдукская, 40 — Дарьялык-Дауранская, 41 — Куна-Ургенчская, 42 — Балкунинская, 43 — Илимская. Западно-Унгуское залив: 43а — Казахский, 43б — Ургенчский. Карабогазский свод и Красноводский прогиб. XXXV — Карабогазский свод; XXXVI — Карабогазский свод; XXXVII — Карабогазский свод; XXXVIII — Карабогазский свод; XXXIX — Карабогазский свод. IV — Карабогазский свод и прилегающие к нему прогибы. XLVI — Центральное-Каракумский свод; XLVII — Верхне-Убайский прогиб; 47 — Зеагли-Дарвазинский купол. Антиклиналь: 48 — Ахчаканская, 49 — Каракумская. Бахардоская периплатформенная моноклиналь. XLVIII — Предопетдагский краевой прогиб. XLIX — Карабогазский структурный выступ. Ванны: 51 — Казанджарская, 52 — Апхачинская. Структуры Юго-Восточной Туркмении и Афганистана. XLIX — Репетекский соляной вал. Антиклиналь: 53 — Донгуз-Сыртская, 54 — Шальгерич-Баба, 55 — Мартовская, 56 — Репетек-Шаралдинская, 57а — Чешминская, 58 — Байрамалийская, 59 — Марыйский выступ; 60 — Уч-Аджинское поднятие. L — Мургабская впадина. Поднятия: 61 — Тахтабаарское, 62 — Карабильское, 63 — Маймакское, 64 — Южно-Каракумское. Мульды: 65 — Каламурская, 66 — Предкарабильская, 67 — Обручевская; LI — мегантиклиналь Банди Туркестана; LII — Северо-Афганская зона поднятий; LIII — Альбруз-Мормульская зона поднятий; LIV — Сурхан-Дарьинская мегасинклинал; LV — Кушкунская группа антиклиналей. Антиклиналь: 69 — Банди-Туркестанская, 70 — Кизилбулакская, 71 — Каларинская синклинал. LV — Бухоро-Хивинская впадина. Бухарская тектоническая ступень. Поднятия: 72 — Каршинское, 73 — Мубарекское, 74 — Каганское, 75 — Газинское, 76 — Янгикаганское. Антиклиналь: 77 — Газинская, 78 — Ташкудукская, 79 — Мешек-Кульды; 80 — Ямбаинская, 81 — Рометанская, 82 — Тузкойская, 83 — Виргуллинская. Чарджоуская тектоническая ступень. Поднятия: 84 — Гугуртинское, 85 — Кабалинское, 86 — Чарджоу-Алатское, 87 — Денгизкуль-Сундуклинское, 89 — Испанлы-Чадырское, 90 — Питнянская антиклиналь. Брахиантиклиналь: 91 — Фарабская, 92 — Алатская, 93 — Самантелинская, 94 — Денгизкульская, 95 — Тайкырская мульда; 96 — Каракульский унгуско-Багдажинская тектоническая ступень; 97 — Западно-Питнянская структурная терраса, 98 — Вагалжинская антиклиналь. Мульды: 99 — Заунгузская, 100 — Карабенаульская; LVI — Бешкентский прогиб. LVII — Южно-Кызылординская зона поднятий. Поднятия: 101 — Кульджукутау, 102 — Ауманзатау, 103 — Аристантау, 104 — Сайгунтау, 105 — Тамдытау, 106 — Тошмынтау, 107 — Днетымтау, 108 — Букантау, 109 — Каракудукское, 110 — Тамдукудукское, 111 — Оржеттеское, 112 — Бельтау, 113 — Кошайская антиклиналь. Мульды: 114 — Мынбулакская, 115 — Жаманкумская, 116 — Сардарская, 117 — Ташкурская, 118 — Каракара-19 — Северо-Питнянская синклинал. LVIII — Нижне-Аму-Дарьинская мегантиклиналь. Антиклиналь: 120 — Мамырдынкарагырская, 121 — Султан-Уздагская, 122 — Ходжейлинская, 123 — Тахта-Кайраточно-Аральская Сыр-Дарьинская впадина. Структурные носы: 127 — Майлибашский, 128 — Караташский, 129 — Джусалинский, 130 — Джалаганский. Мульды: 131 — Восточно-Аральская, 132 — Таджик-1, 133 — Урменкульская, 134 — Жаугашская, 135 — Бердинская, 136 — Арская. Поднятия Пришаркентских чучей и Каракудукское. LXII — поднятие Пришаркентских чучей. Антиклиналь: 137 — Млаторская, 138 — Богоналинская, 139 — Мансуратинская, 140 — Дарбазинская зона структур; LXIII — Каракудукское поднятие. LXIV — Ергашкудукско-Келеская впадина; 141 — Чардаринское поднятие; 142 — Исмуганская брахиантиклиналь. Мульды: 143 — Ергашкудукская, 144 — Преднуратинская, 145 — Келеская, 146 — Пришаркентская впадина. LXV — Нижне-Сыр-Дарьинский свод; 147 — Кайнарбулакская антиклиналь; 148 — Тюратамский, 149 — Кемесалганский; 150 — Тюлькельская брахиантиклиналь. Синеклизы периферии Центрального Казахстана. Синеклизы: LXVI — Тургайская. LXVII — Чуйская. Седловины: 151 — Булакская, 152 — Кызылординская, 153 — Уланбель-Таласская. Мульды: 154 — Машайская, 155 — Арыскумская, 156 — Сарысузская, 157 — Восточно-Чуйская; LXVIII — Предкиргизский предгорный прогиб; 158 — Серафимовская антиклиналь.

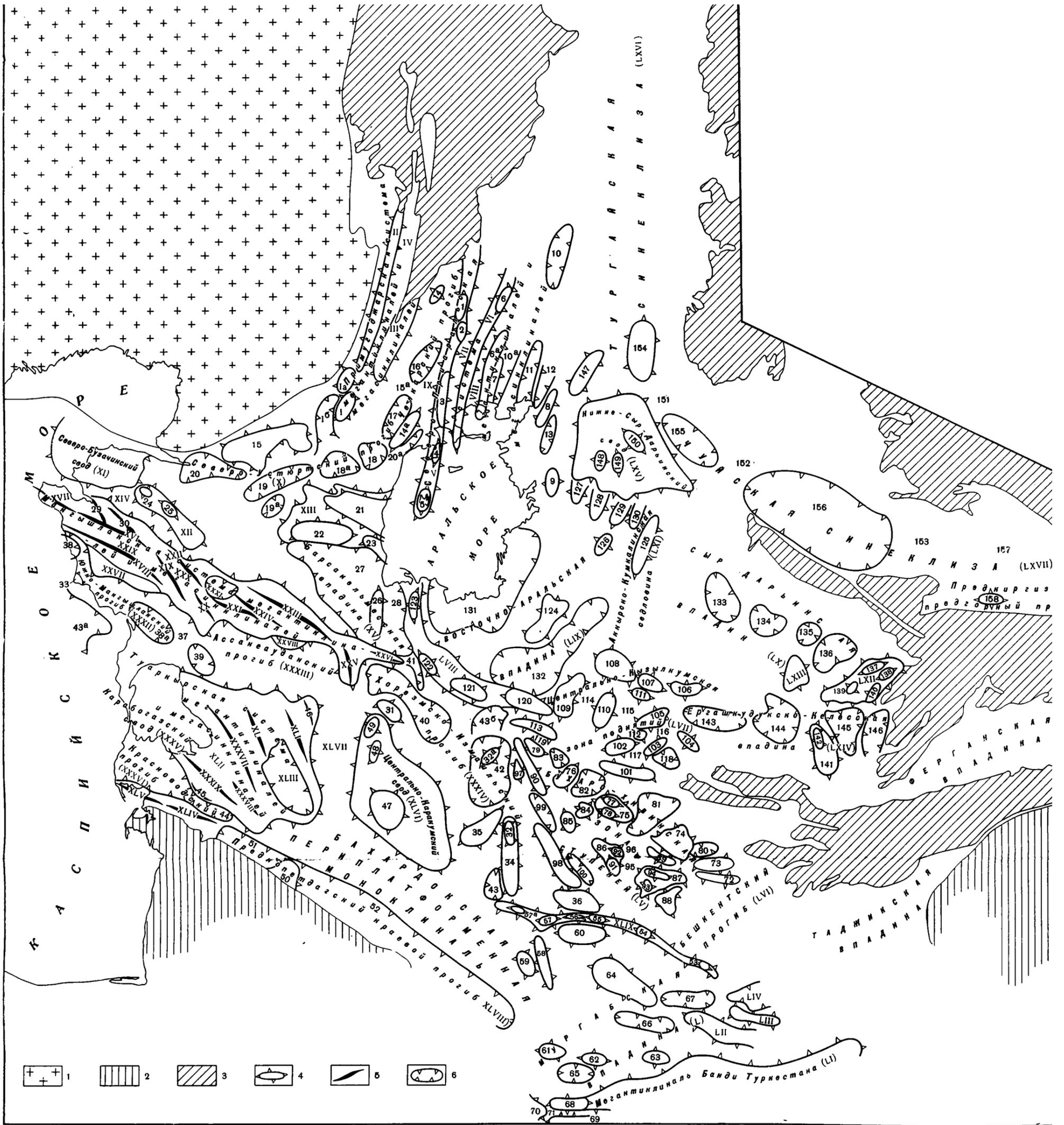


Рис. 66. Схема основных структурных элементов Туранской плиты.

1 — Русская плита; 2 — альпийская складчатая область; 3 — выходы пород фундамента эпипалеозойской платформы; 4 — положительные структуры; 5 — оси антиклиналей и мегантиклиналей; 6 — отрицатели.

Примуджарская система мегантиклиналей и мегасинклиналей. Группы структур: I — Актумуская, Iа — Бакырtausкая, Iб — Токсанбайско-Замстанский структурный залив. Ме-Кокчетинская, III — Чушкакульская, IV — Примуджарская мегасинклиналь. Северо-Приаральская система мегантиклиналей и мегасинклиналей. Мегантиклиналь: V — Куландинская. Мегасинклиналь: VII — Джилауская, VIII — Тузуская. Антиклиналь: 1 — Караульская, 2 — Косовская, 3 — Жансыбульская, 4 — Куландинская, 5 — острова Возрождения, 6 — Жаманшинская, 6а — Таса; Барсуков, 8 — Камышлыбашская, 9 — Адаматинская. Синклиналь: 10 — Нижне-Тургайская, 10а — Чонусинская, 11 — Аральская, 12 — Жансыбульская, 13 — Акпайская. Челкарско-Северо-Устьюртская Прогроби: IX — Челкарский, X — Северо-Устьюртский, 14 — Каульжурская антиклиналь, 14а — Устьюртско-Айкумская зона поднятий, 15 — Мынсуалмаская группа структур, 15а — Жумагульская седловина. Мульды: 17 — Кашкартинская, 18 — Косбулакская, 18а — Матайкумская, 19 — Самская, 19а — Каратолеская, 20 — Мертвокумская, 20а — Тюлькбайский структурный залив. Структуры по-ва Бузачи Северного Устьюрта. XI — Северо-Бузачинский свод; XII — Кызыно-Байчагарская зона поднятий; XIII — Кассарминская мегантиклиналь; XIV — Южно-Бузачинский прогиб; XV — Барсакельмеская в 21 — Кассарминская, 22 — Теренкудукская, 23 — Корганшинская. Брахиантиклиналь: 24 — Кызынская, 25 — Кайдакская, 26 — Адамбек-Кабангайская зона поднятия. Мульды: 27 — собственно Барсакельмеская, 28 — шпальская система мегантиклиналей и мегасинклиналей. Мегантиклиналь: XVI — Каратуская, XVII — Тоб-Караганская, XVIII — Беке-Башкудукская, XIX — Тумгачинская, XX — Караганско-Музбельская, XXI — Тузбаирская, XXII — Карабаурская, XXIII — Карабейская, XXIV — Шорджинская, XXV — Айбугирская. Ступени: XXVII — Жетыйбайская, XXVIII — Шахтатинская; XXIX — Чакрыганская, XXX — Алчипинско-Воктинская, XXXI — Бусаринская. Антиклиналь: 29 — Карадирменская, 30 — Торыш-Мурзатайская. Северо-Туркменская зона прогибов. Прогроби Мангышлакский, XXXIII — Ассанеауданский, XXXIV — Хорезмо-Измайловский. Брахиантиклиналь: 31 — Нурумтурская, 32 — Гагаринская, 32а — Ачаковская. Поднятия: 33 — Песчаномыское, 34 — Восточно-Уштинское, 36 — Малайское; 37 — Карынжарская седловина. Мульды: 38 — Сегендынская, 38а — Карабаратинская, 39 — Учкулдукская, 40 — Дарьялы-Дауланская, 41 — Куня-Ургенчская, 42 — Балкуинская. Структурные заливы: 43а — Казахский, 43б — Ургенчский. Карабогазский свод и Красноводский прогиб. XXXVII — Карабогазский свод; XXXVIII — Карабогазский свод; XXXIX — Кемальская, XL — Кумсебенская, XLII — Караганская; XLIII — Порсокупская мегасинклиналь; XLIV — Учтаганский прогиб. Антиклиналь: 45 — Ильямедумская, 46 — Агинская. Мегантиклиналь: XLV — Больше-Балханская, XLV — Караганско-Караумский свод и прилегающие к нему прогибы. XLVI — Центральная-Караумский свод; XLVII — Верхне-Узбойский прогиб; XLVIII — Загли-Дарвазский купол. Антиклиналь: 49 — Койнурланская. Бахардовская периплатформенная моноклиналь. XLVIIII — Предкокетдинская краевой прогиб; 50 — Кызыларватский структурный выступ. Ванны: 51 — Казанджикадская. Структуры Юго-Восточной Туркмении и Афганистана. XLIX — Репетекский соляной вал. Антиклиналь: 53 — Донгуз-Сыртская, 54 — Шальгерич-Баба, 55 — Мартоская, 57 — Шаралпская, 57а — Чешминокая, 58 — Байрамалийская, 59 — Марыйский выступ; 60 — Уч-Аджиное поднятие. L — Мургабская впадина. Поднятия: 61 — Шахтабарское, 62 — Карабинское, 64 — Южно-Каракумское. Мульды: 65 — Каламурская, 66 — Предкарабейская, 67 — Обручевская; LI — мегантиклиналь Банди Турнестана; LII — Северо-Афганская зона поднятий; LIII — Альбршовных структур; LIV — Сурхан-Дарьинская мегасинклиналь; 68 — Кушкинская группа антиклиналей. Антиклиналь: 69 — Банди-Тандарская, 70 — Кизилбулакская, 71 — Каларинская синклиналь. LV — Бухара зона поднятий. Бухарская тектоническая ступень. Поднятия: 72 — Каршинское, 73 — Мубарекское, 74 — Каганское, 75 — Газинское, 76 — Янгизаганское. Антиклиналь: 77 — Гаалинская, 78 — Ташкудулинская. Мульды: 80 — Ямбашинская, 81 — Рометанская, 82 — Тузкойская, 83 — Биртуллинская. Чарджоуская тектоническая ступень. Поднятия: 84 — Гузуртинское, 85 — Кабаклинское, 86 — Чаржоу-Алатское, 88 — Сундукинское, 89 — Испанлы-Чандырское, 90 — Питнянская антиклиналь. Брахантинклиналь: 91 — Фарабская, 92 — Алатская, 93 — Саманешинская, 94 — Денгизкульская, 95 — Тайкырская мульда прогиб. Заунгузско-Багдажинская тектоническая ступень: 97 — Западно-Питнянская структурная терраса, 98 — Багдажинская антиклиналь. Мульды: 99 — Заунгузская, 100 — Карабекаульская; LVI — Бешкентский прогиб. Центральная-Кызылкумская зона поднятий. Поднятия: 101 — Кульджукская, 102 — Ауминазкая, 103 — Арисантау, 104 — Сагруктау, 105 — Тамдытау, 106 — Токмынтау, 107 — Джетымтау; 109 — Джаранудское, 110 — Тамдыкудукское, 111 — Оржетское, 112 — Вельтау, 113 — Кушанская, 114 — Мынбулакская, 115 — Жаманкумская, 116 — Сардарская, 117 — Ташкуртинская, 119 — Северо-Питнянская синклиналь. LVIII — Нижне-Аму-Дарьинская мегантиклиналь. Антиклиналь: 120 — Мамырдынкараульская, 121 — Султан-Уизагская, 122 — Ходжейлинская. Восточно-Аральская и Сыр-Дарьинская впадины. Структурные элементы: 127 — Майдашский, 128 — Караташский, 129 — Дарьинский, 130 — Джалагашский. Мульды: 131 — Восточно-Аральская, 133 — Урменкульская, 134 — Жаугашская, 135 — Бердинская, 136 — Арыская. Поднятия: 137 — Каракумская, 138 — Каракумская, 139 — Каракумская, 140 — Каракумская зона структур; LXIII — Каракумское поднятие. LXIV — Ергашкудукско-Келесская впадина. LXV — Нижне-Сыр-Дарьинский свод; 147 — Кайнарбул; Купола: 148 — Тюратамский, 149 — Кемесалтанский; 150 — Гольейинская брахиантиклиналь. Синеклизы периферии Центрального Казахстана. Синеклизы: LXVI — Тургайская. LXVII — 151 — Мынбулакская, 152 — Кызылординская, 153 — Уланбель-Таласская. Мульды: 154 — Машайская, 155 — Арыкумская, 156 — Сарсуйская, 157 — Восточно-Чуйская; LXVIII — Предкиргизский предгорный антиклиналь.

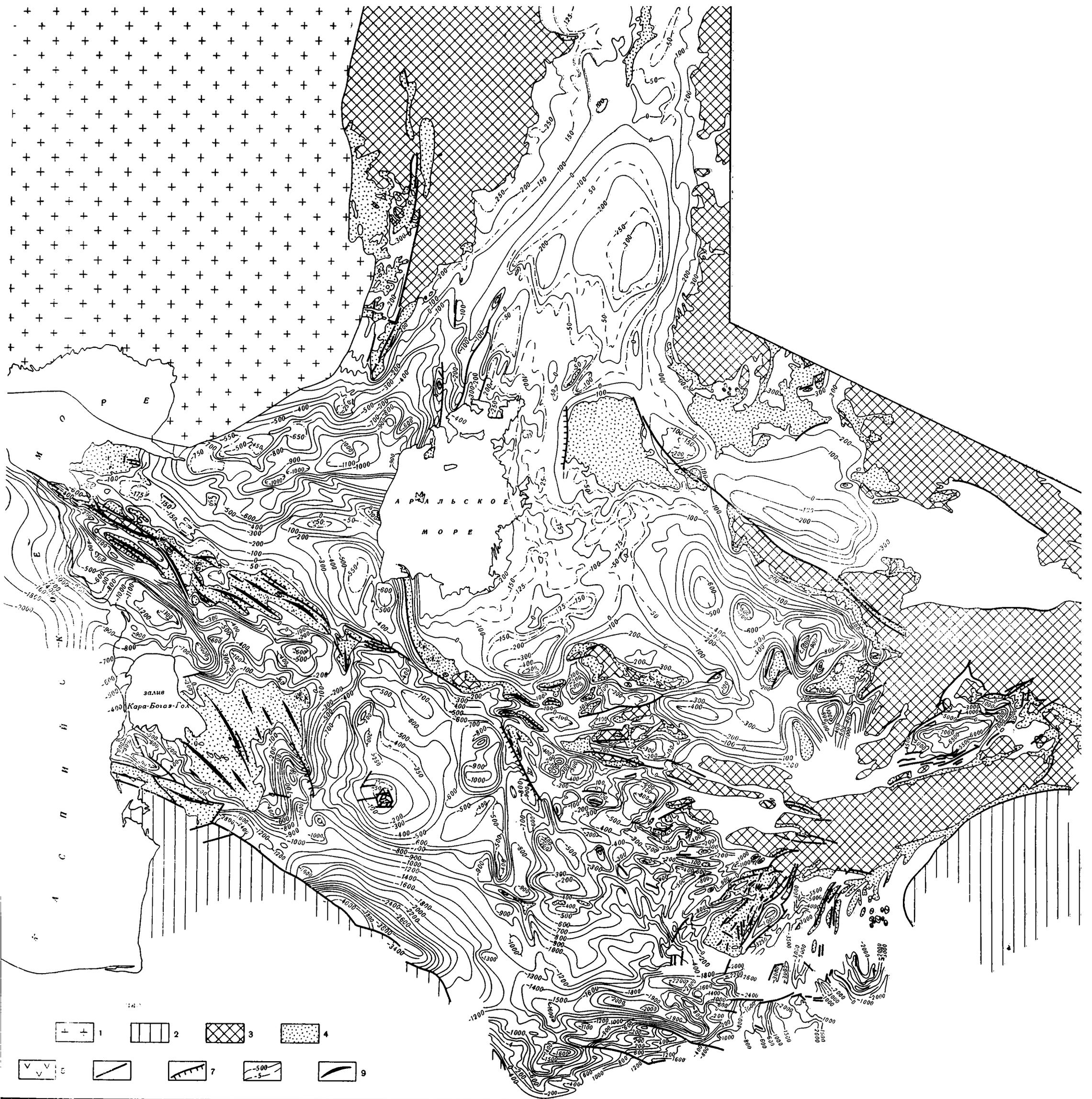


Рис. 65. Структурная карта поверхности меловых отложений Туранской плиты. Составили Р. Г. Гарецкий, В. Г. Николаев, В. И. Самодуров, А. Е. Шлезингер, А. Л. Яншин (по материалам ВАГТ, В ВНИГРИ, Главбургаза, ГУГ и ОН при Совете Министров Узбекской ССР, МГ и ОН Казахской ССР, Средазсовнархоза, УГ и ОН при Совете Министров Туркменской ССР и др.), 1964 г.

1 — Русская плита; 2 — альпийская складчатая область; 3 — выходы пород фундамента эппалеозойской платформы на поверхность; 4 — выходы меловых и юрских отложений на современную или под неогеново-антропогенную пов.
5 — соляные купола; 6 — разломы; 7 — флексуры; 8 — стратизогипсы: а — основные, б — промежуточные; 9 — оси мегантиклиналей и антиклиналей

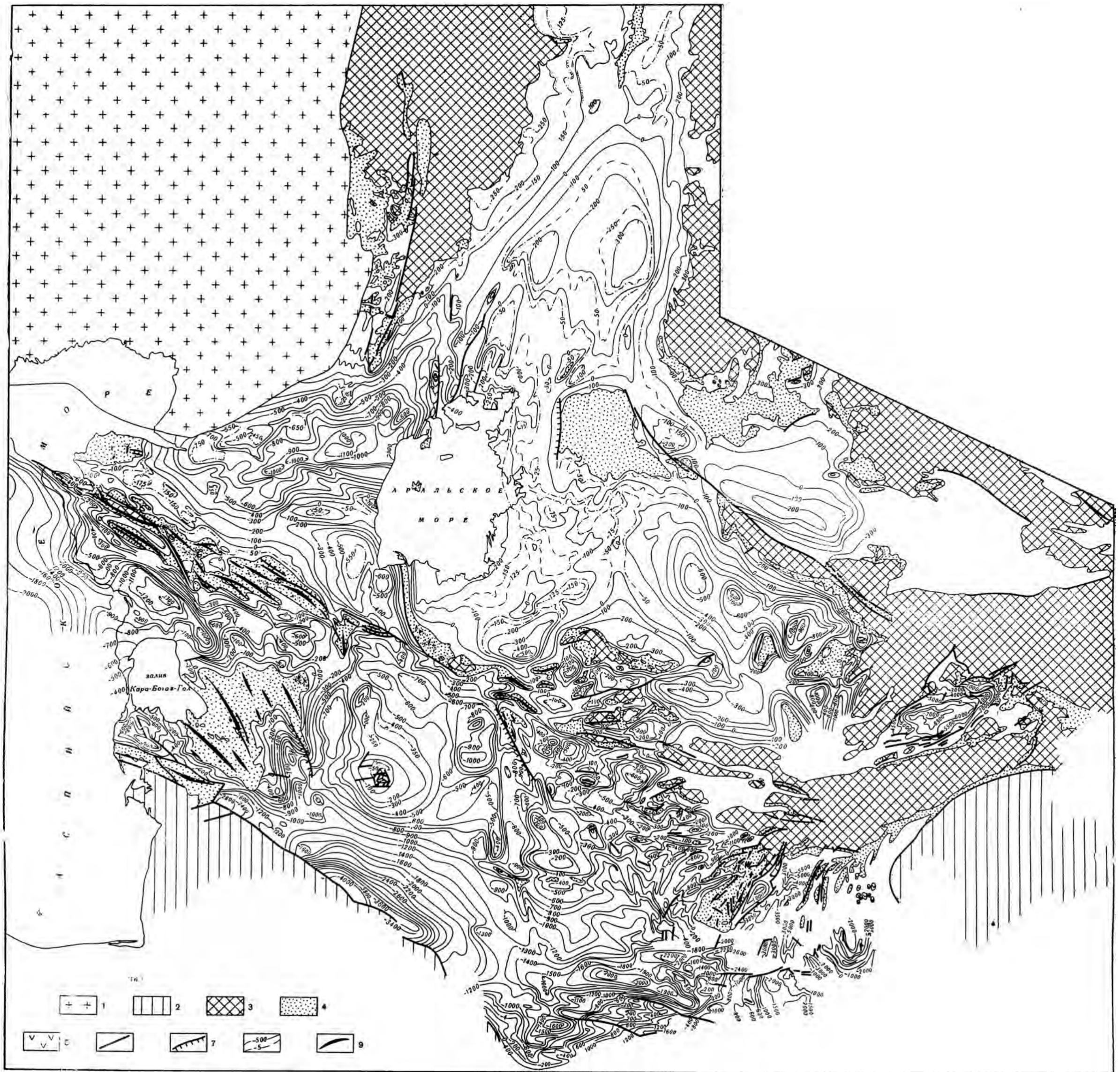


Рис. 65. Структурная карта поверхности меловых отложений Туранской плиты. Составили Р. Г. Гарецкий, В. Г. Николаев, В. И. Самодуров, А. Е. Шлезингер, А. Л. Яншин (по материалам ВАГТ, ВНИГНИ, ВНИГРИ, Главбургаза, ГУГ и ОН при Совете Министров Узбекской ССР, МГ и ОН Казахской ССР, Средазсовнархоза, УГ и ОН при Совете Министров Туркменской ССР и др.), 1964 г.

1 — Русская плита; 2 — альпийская складчатая область; 3 — выходы пород фундамента эпипалеозойской платформы на поверхность; 4 — выходы меловых и юрских отложений на современную или под неогеново-антропогенную поверхность; 5 — соляные купола; 6 — разломы; 7 — флексуры; 8 — стратозигиссы: а — основные, б — промежуточные; 9 — оси мегантиклиналей и антиклиналей

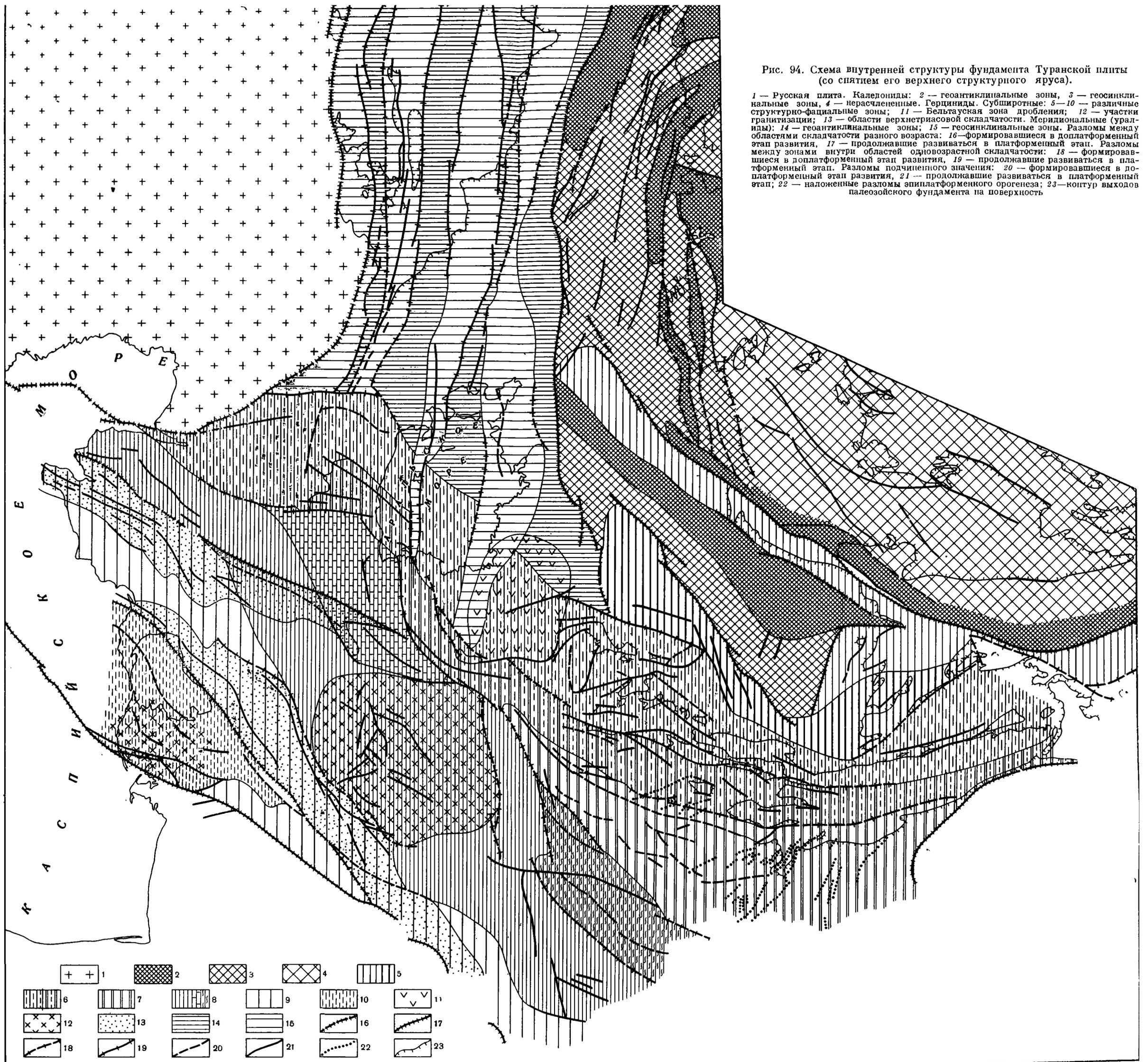


Рис. 94. Схема внутренней структуры фундамента Туранской плиты (со снятием его верхнего структурного яруса).

1 — Русская плита. Каледонида; 2 — геосинклинальные зоны, 3 — геосинклинальные зоны, 4 — нерасчлененные. Герциниды. Субширотные: 5—10 — различные структурно-фациальные зоны; 11 — Бельтауская зона дробления; 12 — участки гранитизации; 13 — области верхнетриасовой складчатости. Меридиональные (уралиды); 14 — геосинклинальные зоны; 15 — геосинклинальные зоны. Разломы между областями складчатости разного возраста: 16 — формировавшиеся в доплатформенный этап развития, 17 — продолжавшие развиваться в платформенный этап. Разломы между зонами внутри областей разновозрастной складчатости: 18 — формировавшиеся в доплатформенный этап развития, 19 — продолжавшие развиваться в платформенный этап. Разломы подчиненного значения: 20 — формировавшиеся в доплатформенный этап развития, 21 — продолжавшие развиваться в платформенный этап; 22 — наложенные разломы эпиплатформенного орогенеза; 23 — контур выходов палеозойского фундамента на поверхность

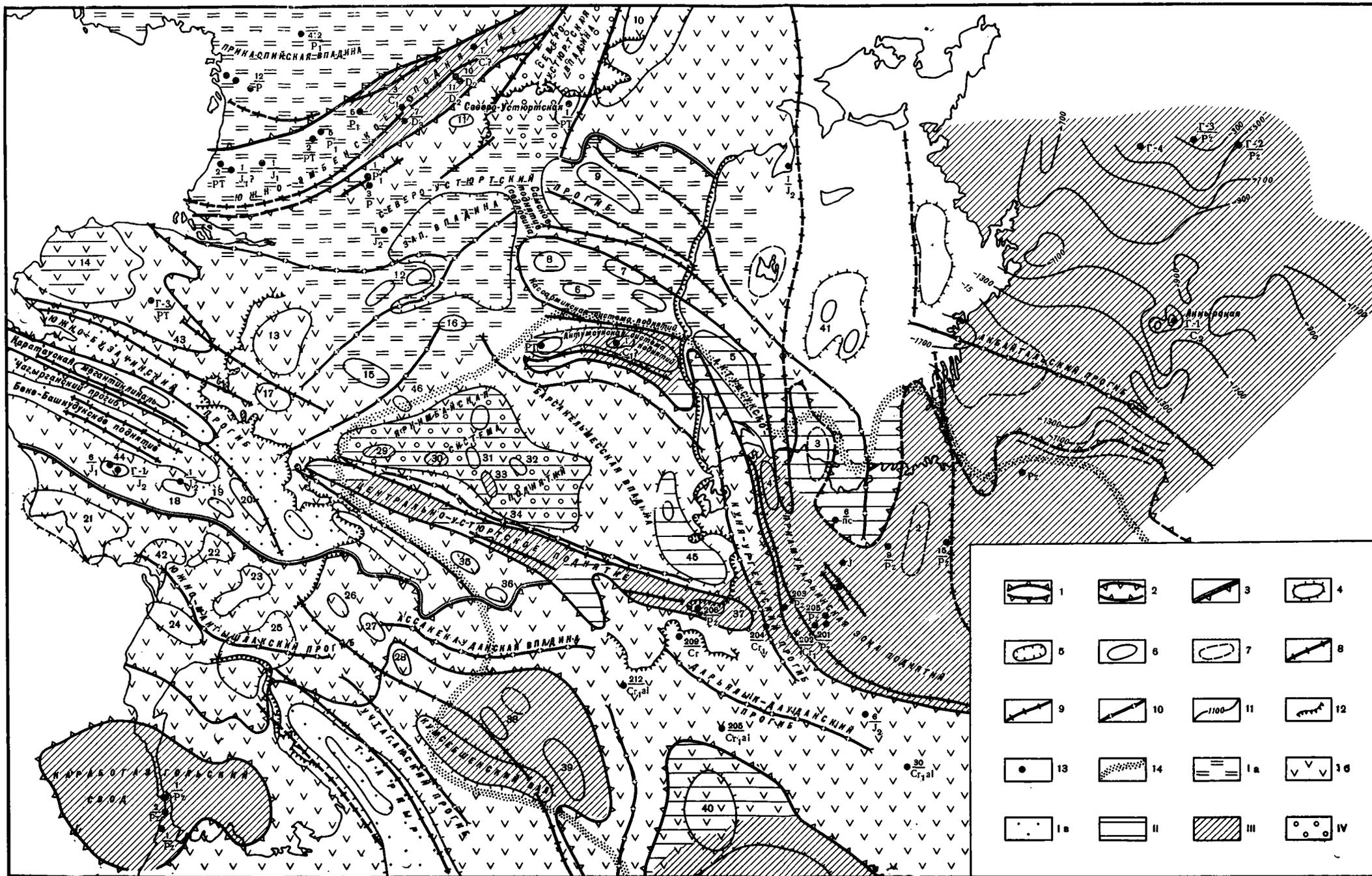


Рис. 3. Схема основных структурно-тектонических элементов Устьурта и прилегающих областей по поверхности доюрских отложений (по геофизическим данным). Составил С. А. Мавилов (1964) по материалам сотрудников конторы «Спецгеофизика»: Б. А. Бычина, А. Р. Бройтман, А. А. Голованова, И. Л. Гребневой, В. Ф. Дунаева, Э. Г. Давиловой, Д. Н. Леонтьева, И. П. Мирошниченко, К. П. Митрофанова, Т. Ф. Пономаревой, О. К. Смирнова, Н. Н. Смирновой, В. П. Романенко, А. Халмуратова, Н. И. Черкашиной, Н. В. Эштейна.

1 — региональные поднятия; 2 — региональные прогибы; 3 — уступы; 4 — системы локальных поднятий; 5 — впадины, прогибы; 6 — локальные поднятия, антиклинальные перегибы; 7 — то же, предполагаемые; 8 — линии тектонических нарушений; 9 — то же, предполагаемые; 10 — осевые линии прогибов; 11 — изолинии по поверхности палеозойского фундамента Северных Кызылкумов; 12 — чинки Устьурта; 13 — глубокие опорные и разведочные скважины; 14 — контур области приподнятого залегания и блокового строения палеозойского фундамента.

Области широкого развития пермо-триасовых отложений: Ia — относящиеся к низам платформенных отложений, Ib — промежуточного структурного яруса, Ic — входящие в состав фундамента; II — области резких изменений мощности и частичного выклинивания пермо-триасовых отложений; III — области отсутствия пермо-триасовых отложений; IV — области реакто несогласного залегания горизонтов пермо-триаса, юры и мела.

Поднятия и впадины: 1 — Восточно-Аральское, 2 — Мазар-Тюбинское, 3 — Аккалинское, 4 — Муйнакское, 5 — Лазаревское, 6 — Конгурское, 7 — Кассарминское, 8 — Западно-Кассарминское, 9 — Токсанбайское, 10 — Чушкакульское, 11 — Чагарлыкское, 12 — Монашорское, 13 — Углыкское, 14 — Северо-Бузачинское, 15 — Западно-Каратюлейское, 16 — Каратюлейское, 17 — Карамолдинское, 18 — Узеньское, 19 — Сенекское, 20 — Танашинское, 21 — Токмакское, 22 — Джазгурлинское, 23 — Каясанирское, 24 — Кендерлинское, 25 — Чагаласорская впадина, 26 — Карынжаркское, 27 — Кыдынское, 28 — Колбалойское, 29 — Сорбулакское, 30 — Акруское, 31 — Северо-Ярымбайское, 32 — Косаковское, 33 — Южно-Ярымбайское, 34 — Центрально-Карабаурское, 35 — Восточно-Музбельское, 36 — Шапахтинское, 37 — Айбугирское, 38 — Западно-Кулантакырское, 39 — Восточно-Кулантакырское, 40 — Ахчаканское, 41 — Центрально-Аральские поднятия, 42 — впадина Каунды, 43 — Кырмынское, 44 — Жытыбайское, 45 — Барсакельмесское, 46 — Ирдалинское

Рис. 2. Туранская плита, ее границы и основные структурные элементы.
Составил Р. Г. Гарецкий, 1964 г.

1 — Русская плита; 2 — альпийская складчатая область; 3 — выходы пород фундамента эоценозойной платформы на поверхность. Основные структурные элементы Туранской плиты: 4 — положительные; 5 — отрицательные. Границы Урало-Сибирской эоценозойной платформы: 6 — с Восточно-Европейской докембрийской платформой; 7 — с альпийской складчатой областью; 8 — с областью эпи платформенного орогенеза. Границы Туранской плиты: 9 — со щитами, «хребтами», краями Урало-Сибирской платформы; 10 — с Западно-Сибирской плитой; 11 — разломы

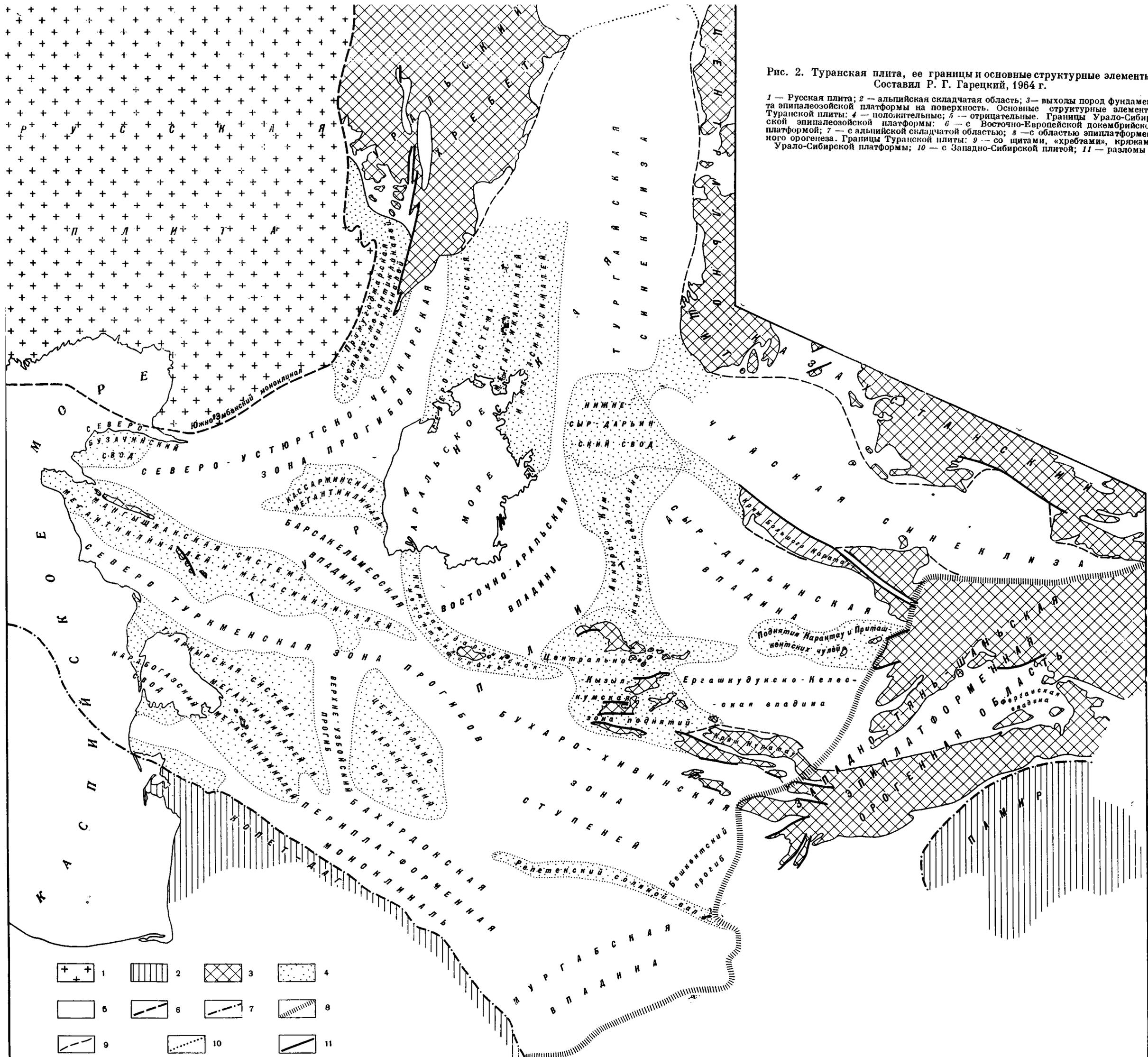


Рис. 51. Схема сопоставления элементов магнитных и гравитационных аномалий с осями структур платформенного чехла Туранской плиты. Составили Р. Г. Гарецкий, В. С. Стручков, Н. Г. Титкова, В. И. Шрайбман, 1964 г.

Оси магнитных аномалий: 1 — положительных, 2 — отрицательных. Оси гравитационных аномалий: 3 — положительных, 4 — отрицательных. Зоны повышенных значений градиентов силы тяжести: 5 — более 3 мгл/км, 6 — от 3 до 2 мгл/км, 7 — от 2 до 1 мгл/км, 8 — менее 1 мгл/км; 9 — оси структур платформенного чехла

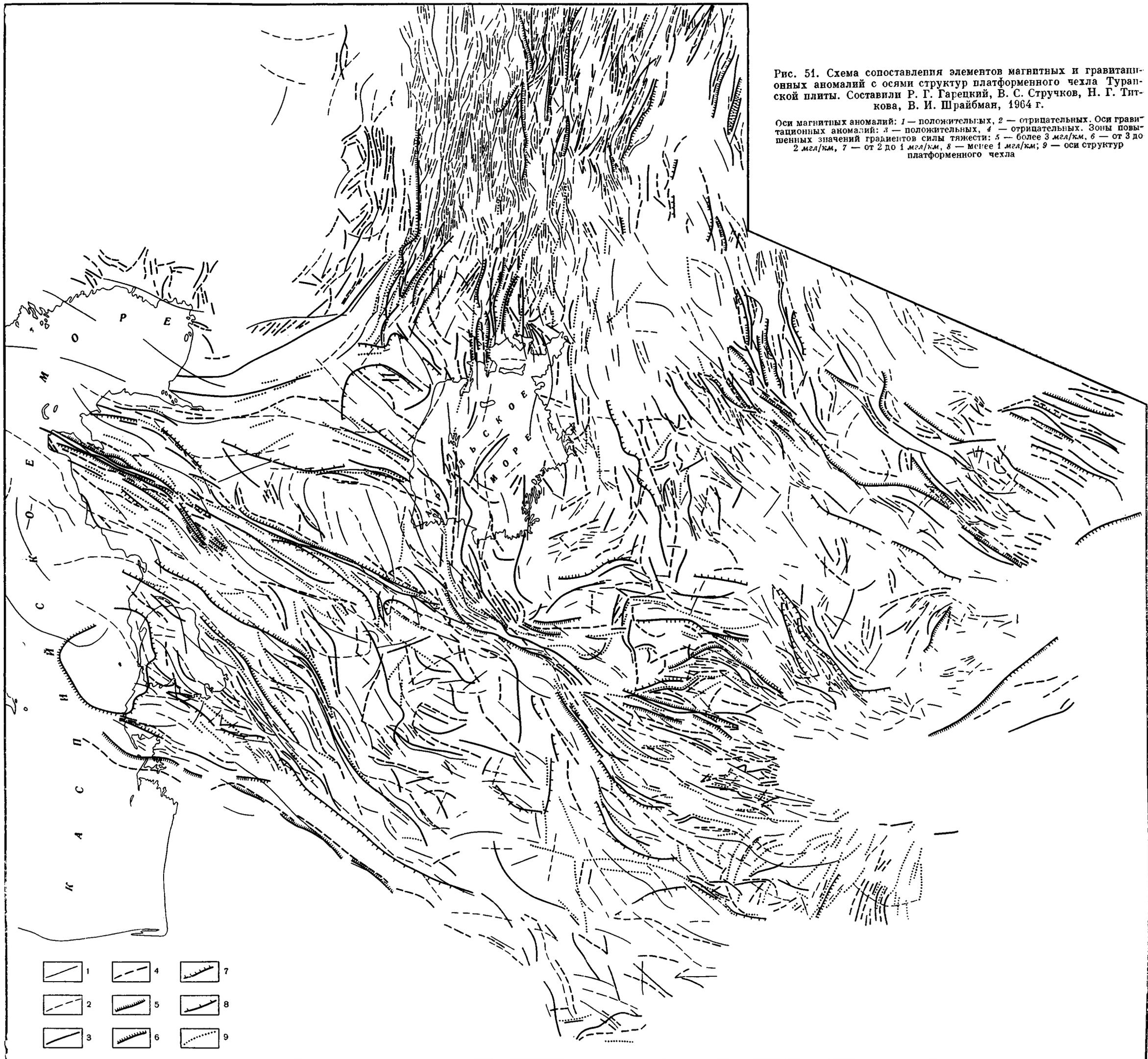
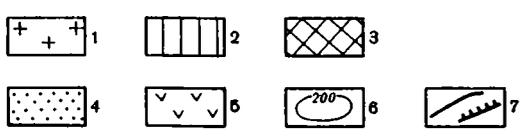
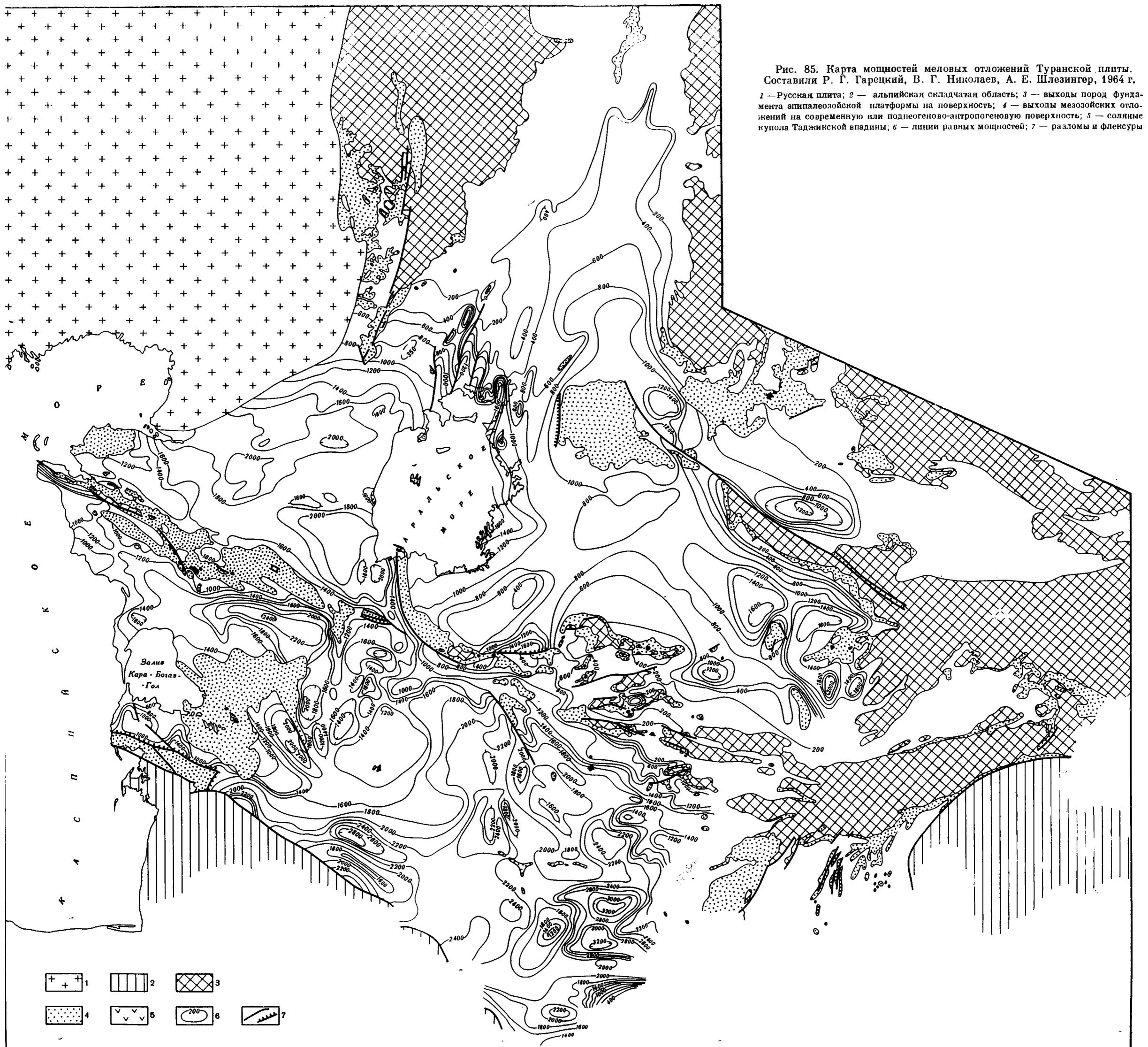


Рис. 85. Карта мощностей меловых отложений Туранской плиты.
Составили Р. Г. Гарецкий, В. Г. Николаев, А. Е. Шлезингер, 1964 г.

1 — Русская плита; 2 — альпийская складчатая область; 3 — выходы пород фундамента эпипалеозойской платформы на поверхность; 4 — выходы мезозойских отложений на современную или поднеогеново-антропогенную поверхность; 5 — соляные купола Таджикской впадины; 6 — линии равных мощностей; 7 — разломы и флексуры



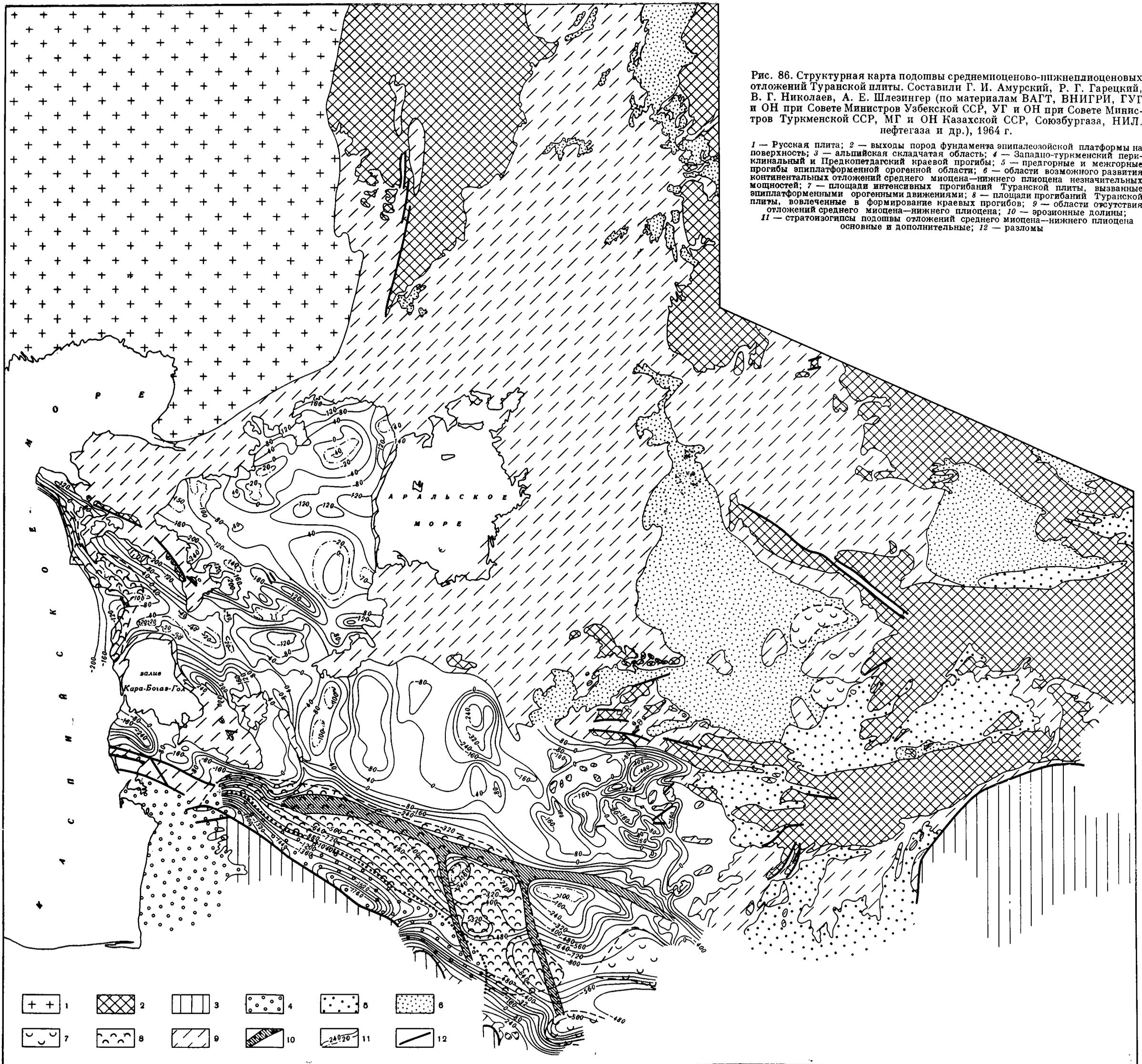


Рис. 86. Структурная карта подошвы среднемиоценово-нижнеплиоценовых отложений Туранской плиты. Составили Г. И. Амурский, Р. Г. Гарецкий, В. Г. Николаев, А. Е. Шлезингер (по материалам ВАГТ, ВНИГРИ, ГУГ и ОН при Совете Министров Узбекской ССР, УГ и ОН при Совете Министров Туркменской ССР, МГ и ОН Казахской ССР, Союзбургаза, НИЛ. нефтегаза и др.), 1964 г.

1 — Русская плита; 2 — выходы пород фундамента эпипалеозойской платформы на поверхность; 3 — альпийская складчатая область; 4 — Западно-туркменский периклиальный и Предкавказский краевой прогибы; 5 — предгорные и межгорные прогибы эпиплатформенной орогенной области; 6 — области возможного развития континентальных отложений среднего миоцена—нижнего плиоцена незначительных мощностей; 7 — площади интенсивных прогибаний Туранской плиты, вызванные эпиплатформенными орогенными движениями; 8 — площади прогибаний Туранской плиты, вовлеченные в формирование краевых прогибов; 9 — области отсутствия отложений среднего миоцена—нижнего плиоцена; 10 — эрозионные долины; 11 — стратозогицисы подошвы отложений среднего миоцена—нижнего плиоцена основные и дополнительные; 12 — разломы

- | | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|
| | | | | | |
| | | | | | |

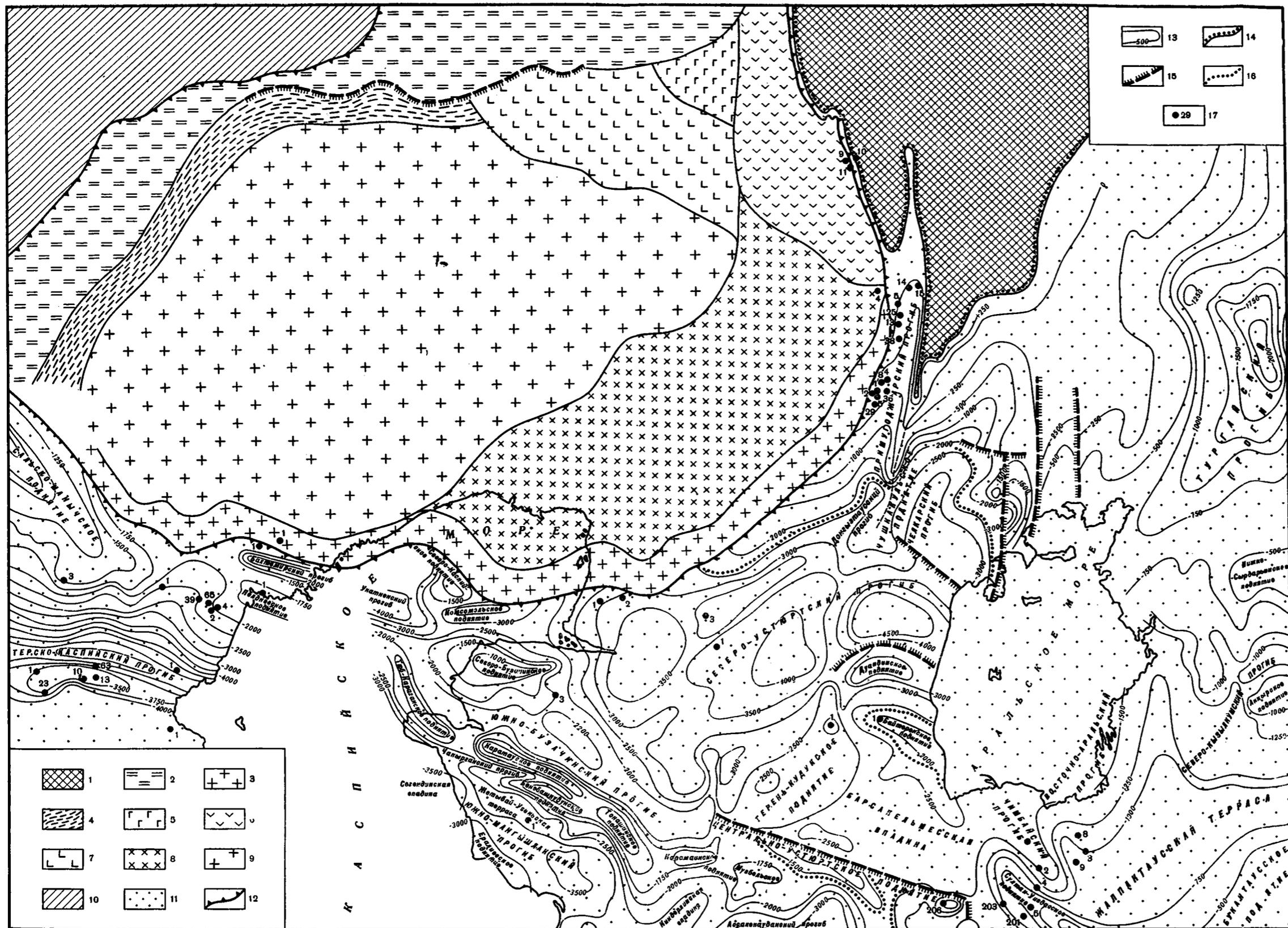


Рис. 14. Схема современной структуры позднегерцинского (кунгурско-пермо-триасового) и альпийского (юрско-палеогенового) комплексов Западного Казахстана. Составили Н. В. Неволлин, А. Б. Живодеров и В. Ф. Ртищева по работам Г. Е. Айзенштадта, Е. М. Ананьевой, А. А. Богданова, М. С. Бурштара, Л. И. Боровикова, Р. Г. Гарецкого, А. И. Димакова, В. С. Днепра, В. С. Журавлева, Л. Б. Когана, Н. А. Калинин, С. Н. Колтыпина, И. И. Кожевникова, Е. А. Мазиной, С. А. Манилова, Н. М. Музыченко, В. И. Самодурова, А. Е. Шлезингера, В. И. Шрайбмана, Я. С. Эвентова, А. Л. Яншина и др. (по Неволлину, 1965).

1 — область отсутствия мезо-кайнозойских отложений; 2 — зона слабо дислоцированных кунгурско-пермо-триасовых и юрско-палеогеновых отложений, характеризующихся моноклиальным залеганием (Прикаспийская моноклиаль); 3 — южная прибортовая зона слабого развития солянокупольных структур; 4 — северо-западная прибортовая зона соляных антиклиналей; 5 — Соль-Илецкая зона скрытопрорванных солянокупольных структур; 6 — Актюбинская зона соляных антиклиналей, располагающихся над сводами подсолевых поднятий; 7 — Утвинская зона скрытопрорванных солянокупольных структур северо-западного простирания; 8 — Эмбенская зона преимущественно скрытопрорванных солянокупольных структур; 9 — Центральная зона преимущественно прорванных солянокупольных структур; 10 — зона отсутствия кунгурских и пермо-триасовых отложений; 11 — область развития мезо-кайнозойских отложений; 12 — линия подземного выклинивания гидрохимических осадков кунгура; 13 — изогипсы досреднеюрской поверхности; 14 — граница трансрессивного залегания мезо-кайнозойских отложений на более древних образованиях; 15 — установленные и предполагаемые сбросы; 16 — предполагаемая граница подземного выклинивания пермо-триасовых отложений; 17 — скважины

2 р. 26 к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»