ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

А. Е. ШЛЕЗИНГЕР

# СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И РАЗВИТИЕ МАНГЫШЛАКСКОЙ СИСТЕМЫ ДИСЛОКАЦИЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

GEOLOGICAL INSTITUTE

### A. E. SHLESINGER

## STRUCTURAL POSITION AND DEVELOPMENT OF THE MANGYSHLAK DISLOCATION SYSTEM

Transactions, vol. 132

### геологический институт

### А. Е. ШЛЕЗИНГЕР

## СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И РАЗВИТИЕ МАНГЫШЛАКСКОЙ СИСТЕМЫ ДИСЛОКАЦИЙ

Труды, вып. 132

### РЕДАКЦИОН НАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

> ответственный редактор академик А. Л. Яншин

### EDITORIAL BOARD:

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

RESPOINSIBLE EDITOR ACADEMICIAN
A. L. Yanshin

### **ВВЕДЕНИЕ**

В западной части Туранской плиты, поверхность которой сложена преимущественно молодыми слабо дислоцированными отложениями платформенного чехла, резко выделяется крупная зона поднятий п-ова Мангышлак. В пределах этой зоны породы платформенного чехла дислоцированы значительно сильнее, а в сводах антиклиналей в ряде мест выходят на поверхность породы складчатого фундамента. Давно уже предполагалось, а в последние годы доказано съемочными, буровыми и геофизическими работами окончательно, что зона дислокаций Мангышлака под покровом неогеновых и четвертичных отложений Центрального Устюрта протягивается на восток-юго-восток до аллювиальной равнины низовьев р. Аму-Дарьи. На всем протяжении ей отвечает в досреднемиоценовых породах платформенного чехла система крупных линейных антиклиналей и сопряженных с ними синклиналей, которая может быть названа Мангышлакской. Мангышлакская система дислокаций охватывает, таким образом, территорию от берегов Каспийского моря на западе до аллювиальной равнины р. Аму-Дарьи на востоке.

С юга Мангышлакская система сопряжена с синклинальной зоной «бессточных» впадин 1, а на крайнем востоке — Хорезмско-Измаилским прогибом (Коган, Пасуманский, 1959; Куприн, 1959, 1962; Смолко, 1934а, 1936; Столяров и Шлезингер, 1962). Эти структурные элементы отделяют Мангышлакскую систему дислокаций от располагающихся к югу Карабогазского и Центральнокаракумского сводов и Туаркырской системы дислокаций. С севера к Мангыплакской системе примыкает относительно мелкий и имеющий небольшие размеры Южнобузачинский протиб. отделяющий ее от Северобузачинского поднятия (Васильев, 1956, 1957а; Васильев и Мильничук, 1963а; Димаков, 1959). Последнее представляет обширное изоморфной формы пологое поднятие, большая западная часть которого располагается под водами Каспийского моря. По своей морфологии оно резко отличается от линейных структур Мангышлакской системы дислокаций. На восток Южнобузачинский прогиб раскрывается в обширный очень глубокий и сложно построенный Североустюртский прогиб. Последний сопряжен с Мангышлакской системой дислокаций в ее центральной части. К крайней, восточной части Мангышлакской системы подходит с севера Барсакельмесский прогиб, отделяющий ее от Кассарминской антиклинальной зоны. К юго-востоку Барсакельмесский прогиб переходит в узкий Куняургенчский прогиб, ограничивающий Мангышлакскую систему дислокаций на востоке.

Западная часть Мангышлакской системы отвечает Горному Мангышлаку, в который входит система хребтов Каратау и Актау и разделяющие их Прикаратауские долины (фиг. 1). На юге в его состав следует включить

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Синклинальная зона «бессточных» впадин ундуляцией шарнира разделяется на два прогиба: Южномангышлакский на западе и Ассакеауданский на востоке.

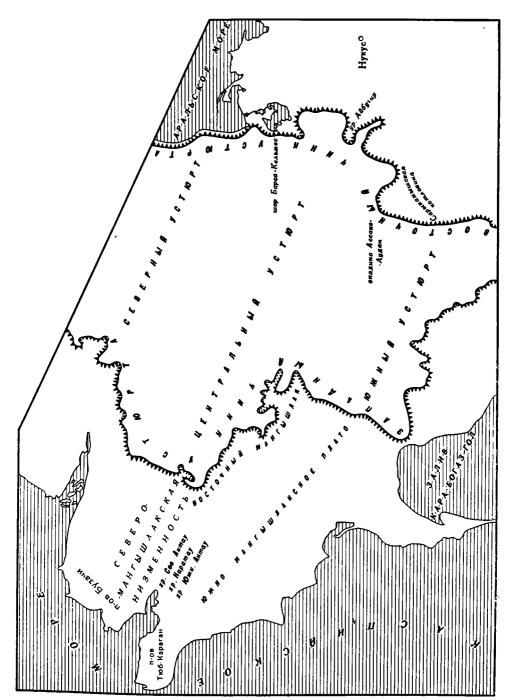
холмисто-грядовый рельеф Беке-Башкудукского района. Ha куэстовые хребты Актау сменяются Северомангышлакской низменностью, в пределах которой развит еще довольно расчлененный рельеф. Последний дальше к северу постепенно переходит в низменную равнину п-ова Бузачи, сложенную с поверхности четвертичными осадками. К востоку и юго-востоку от хребтов Каратау располагается полоса крупных хребтов и останцовых возвышенностей, разделенных долинами. Эта полоса сложно расчлененного рельефа выделяется под названием Восточного Мангышлака. Горный Мангышлак на западе ограничен возвышенным плато п-ова Тюб-Караган, являющимся крайней западной частью Мангышлака. На юге он соприкасается с Южномангышлакским плато, также представляющим возвышенную равнину, погружающуюся в общем в южном и юго-западном направлениях. На востоке Горный Мангышлак окружен чинками плато Устюрга. Таким образом, Горный Мангышлак с запада, юга и востока окружен возвышенными плато. По отношению к ним он представляет в целом пониженный, сильно расчлененный элемент рельефа. Только отдельные, относительно небольшие участки хребтов несколько возвышаются нал плато. С севера к Горному Мангышлаку, напротив, примыкает низменная равнина п-ова Бузачи.

Восточной части Мангышлакской системы дислокаций отвечает наиболее приподнятая часть плато Устюрт (Центральный Устюрт), а крайняя восточная ее часть располагается на территории аллювиальной равнины низовьев р. Аму-Дарьи.

Работа посвящена описанию особенностей строения и развития Мангышлакской системы дислокаций. Геосинклинальный этап развития здесь по сравнению с другими районами герцинид Евразии происходил наиболее длительно. Он завершился интенсивной складчатостью и орогенией в середине верхнего триаса. Почти повсеместное распространение в пределах Мангышлакской системы платформенного чехла позволяет выяснить соотношения его дислокаций со структурами складчатого фундамента. Наличие достаточно объективных геолого-геофизических материалов дает возможность расшифровать историю ее развития как на заключительной стадии геосинклинального этапа, так и в течение платформенного этапа. Выяснение структурных особенностей и истории геологического развития Мангышлакской системы дислокаций позволяет раскрыть некоторые общие закономерности строения и развития молодых платформ, что представляет особый интерес в связи с открытием крупных нефтяных месторождений на Южном Мангышлаке.

Главы, посвященные описанию пород складчатого фундамента и отложениям платформенного чехла, преследуют цель наиболее полно раскрыть структурный план Мангышлакской системы дислокаций и прилегающих районов и обосновать этапы его развития.

На Мангышлаке и Устюрте автор начал работать в 1952 г. в качестве геолога Всесоюзного аэрологического треста (ВАГТ), затем систематически изучал эти территории в составе Туранской группы отрядов Геологического института АН СССР (руководитель А. Л. Яншин). В течение этого периода работы автором были закартированы районы хребтов Каратау, Актау и Восточного Мангышлака. Кроме того, систематически изучались керны и каротажные диаграммы многочисленных буровых скважин, пробуренных трестом «Мангышлакнефтеразведка», Всесоюзным нефтяным научно-исследовательским геологоразведочным институтом (ВНЙГРИ), Каракалпакской конторой глубокого разведочного бурения, ВАГТом, Союзной геологопоисковой конторой и др. Большую помощь при этом мне оказали геологи Т. У. Алиев, А. И. Димаков, В. В. Козмодемьянский, К. В. Кручинин, О. А. Кузьмина, В. С. Лепешкин, Г. Ф. Пантелеев, И. С. Плещеев, В. А. Синельников, А. С. Столяров, В. Н. Тевяшов, В. П. Токарев, Н. А. Чекалина, А. И. Шарапов, М. И. Якуницкая и др.



Фиг. 1. Схема основных элементов рельефа территории Мангыплакской системы и смежных районов

Предварительные результаты этих исследований опубликованы мною совместно с другими геологами в ряде статей (Шлезингер, 1959, 1962; Шлезингер и Плещеев, 1959; Шевырев и Шлезингер, 1960; Плещеев и др., 1961; Столяров и Шлезингер, 1962; Кузнецова и Шлезингер, 1963; Гарецкий, Самодуров и др., 1963; Гарецкий, Дальян и др., 1963; Гарецкий, Пантелеев и др., 1964; Гарецкий, Котова, Шлезингер, 1964).

При написании настоящей монографии много ценных советов и консультаций я получил от сотрудников института А. А. Белова, Н. А. Богданова, Р. Г. Гарецкого, В. С. Журавлева, К. А. Клитина, А. В. Лукьянова, Г. И. Макарычева, А. А. Моссаковского, В. И. Муравьева, А. С. Перфильева, В. Н. Соболевской, А. И. Суворова, Д. А. Туголесова и др.

Постоянную помощь в интерпретации геофизических материалов мне оказывали И. С. Вольвовский и В. И. Шрайбман. Как полевые, так и камериальные работы проходили под руководством А. Л. Яншина. Всем перечисленным товарищам и особенно А. Л. Яншину, Р. Г. Гарецкому и В. С. Журавлеву я приношу свою глубокую благодарность. Большую помощь в оформлении настоящей работы оказал мне В. Г. Николаев, которому я искренне признателен.

### Глава І

### ИЗУЧЕНИЕ ТЕКТОНИКИ МАНГЫШЛАКСКОЙ СИСТЕМЫ ДИСЛОКАЦИЙ

В настоящей главе рассматривается изученность Мангышлакской системы дислокаций примерно до середины пятидесятых годов в хронологическом порядке. В последнее десятилетие появился огромный фактический материал по результатам площадной геологической съемки, бурению и геофизическим исследованиям, поэтому рассмотреть работы, касающиеся тектоники Мангышлакской системы дислокаций, за этот период представляет большие трудности. В связи с этим заключительный этап истории изученности разобран по отдельным районам и вопросам, а не в строгой хронологической последовательности 1.

Первые сведения о тектонике Горного Мангышлака (западная часть Мангышлакской системы дислокаций) появились в семидесятых годах прошлого столетия в связи с исследованиями П. П. Дорошина (1871). Он отметил существование «антиклической» долины, ось которой проходит по хребту Каратаушик. Последним начинается горная цепь Каратау, которая, по его мнению, сложена красно-бурым сланцем и песчаником, силь-

но трещиноватыми и имеющими крутые углы падения.

Исследованиями И. Н. Непринцева (1874—1875) были установлены уступы в районе Киндерлинского залива и урочища Бусагу (район горы Карашек), сложенные горизонтальными пластами песчаников (позднее

было установлено, что они относятся к неогену).

В описаниях Н. П. Барбот де Марни (1889) сообщалось о значительной дислоцированности пород, слагающих территорию Горного Мангышлака. Он впервые установил несовпадение простираний пород, слагающих хребты Каратау, и вышележащих отложений юры и мела.

М. М. Васильевский (1908) отметил развитие в породах хребтов Каратау кливажа. Он высказал предположение о существовании вдоль их юж-

ных склонов одного или нескольких сбросов.

Большое значение для познания тектоники западной части Мангышлакской системы дислокаций имели исследования выдающегося русского геолога Н. И. Андрусова и его ученика М. В. Баярунаса. С именами этих геологов связаны первые систематические сведения о тектонике описываемого региона. В одной из первых работ, посвященных геологии Мангышлака, Н. И. Андрусов (1889а) отметил, что породы хребтов Каратау, которые он называл каратауским комплексом, смяты в ряд крутых складок и рассечены кварцевыми жилами. Изучение отложений, окружающих эти хребты, привело его к заключению, что в начале юрского времени

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Общие сведения о геолого-геофизической изученности п-ова Мангышлак приведены в недавно опубликованной статье Г. В. Шведова и других (1963).

хребты Каратау представляли собой сушу, которая затем постепенно опускалась. Н. И. Андрусовым в этой работе было впервые отмечено резкое несогласное залегание отложений второго средиземноморского яруса неогеновой системы на различных горизонтах каратауского комплекса пород, юры, мела и палеогена. К югу от хребта Южный Актау им впервые была обнаружена значительных размеров синклиналь, выполненная третичными породами и названная впоследствии Чакырганской (Андрусов, 1915). К югу от последней он констатировал новую «антиклинальную котловину» Башкудука (фигурирующая в настоящее время в литературе под названием Беке-Башкудской). Продолжением южной окраины этой антиклинали Н. И. Андрусов считал гряды Карашек и Акчоку. Последующими исследованиями, однако, это предположение не было подтверждено.

В другой работе Н. И. Андрусов (1912) установил, что простирание сильно дислоцированных каратауских пород не согласуется с общим простиранием кряжей Каратау, образуя с ними острый угол. Мезозойские отложения лежат в резком несогласии с каратаускими. Между каратауским комплексом пород и отложениями юры им был установлен длительный перерыв в осадконакоплении, фиксирующийся корой выветривания. Дислокации в хребтах Каратау, по его данным, произошли в доюрское время. Он считал, что по окончании мелового периода имел место выход из-под уровня моря района хребтов Каратау и «антиклинальной котловины» Башкудука, причем денудация уже в самом начале палеогена дошла до отложений сеномана.

В более поздних работах Н. И. Андрусов (1911, 1915), последняя из которых является обобщающей монографией, достаточно подробно для того времени осветил тектонику хребтов Каратау. Юрские и меловые отложения, по его мнению, как бы охватывали кольцом хребты Каратау и падали во все стороны от его массивов, образуя гигантскую мегантиклиналь. Следует отметить, что сам термин «мегантиклиналь» был впервые применен в этой работе Н. И. Андрусовым. Таким образом, Каратауская мегантиклиналь является тектонотипом этого термина. Эта мегантиклиналь распадается на три антиклинали, разделенные седловинами (хребты Каратаушик, Западный и Восточный Каратау). Северное крыло мегантиклинали, по его данным, осложнено Карадирменской антиклиналью и двумя флексурами, протягивающимися примерно параллельно оси мегантиклинали. На южном крыле Каратауской мегантиклинали им также были установлены две флексуры. На восточном Мангышлаке в районе урочища Камышты им впервые был отмечен Тумгачинский разлом.

М. В. Баярунас (1911а,в) впервые на п-ове Тюб-Караган, в урочищах Тюбеджик и Хангабаба обнаружил отложения альба среди пород неогена, рассеченных сбросами. Это открытие послужило основанием для выделения здесь крупной Тюбеджикской антиклинали.

В очерке «Северный Ак-Тау», написанном М. В. Баярунасом в монографии Н. И. Андрусова (1915), впервые приведены систематические сведения по тектонике этого хребта. Этот хребет, по его данным, представляет изоклинальный гребень, в котором пласты белого мела имеют слабое падение на северо-северо-восток; только в некоторых местах оно достигает 30° и более. Он считал, что образование чинков Устюрта связано с простым размыванием пород. В районе урочища Тузбаир им был отмечен перерыв в осадконакоплении на границе мела и палеогена.

К северу от хр. Северный Актау в районе колодцев Кошак им (Отчет о состоянии..., 1927) впервые по выходам верхнемеловых пород обнаружена пологая антиклиналь (Кошакская). М. В. Баярунас (Отчет о состоянии..., 1915) пришел к выводу, что на северном крыле Каратауской

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Более подробно жизнь и деятельность М. В. Баярунаса освещена в статье А. П. Ильиной и Н. П. Луппова (1963).

мегантиклинали слои дислоцированы менее интенсивно, чем на южном. Максимальная степень дислоцированности слоев была отмечена им в

хребте Восточный Каратау (Отчет о состоянии..., 1929).

По данным М. В. Баярунаса (1917), Южномангышлакское плато сложено исключительно третичными отложениями, которые почти нигде не выведены из горизонтального положения. Однако в этой же работе им впервые было намечено существование в пределах Южномангышлакского плато слабо выраженной антиклинали, вытянутой почти параллельно Каратауской и Беке-Башкудукской. Ось этой третьей антиклинали, по его данным, проходит приблизительно по линии бессточных впадин Карагие, Каунды и Гурлы (Жазгурлы). В днище бессточной впадины Карагие М. В. Баярунас (1911в) описал ряд очень интересных по морфологии антиклиналей в слоях палеогена, полагая, что их образование связано с давлением громадных древних оползней. В более поздней работе М. В. Баярунас (1932б) отметил синклинальное понижение между Беке-Башкудукской антиклинальной зоной и заливом Кара-Богаз-Гол.

В одной из последних работ М. В. Баярунасом (1932a) довольно детально была освещена тектоника ядра Беке-Башкудукской антиклинальной зоны (Карасязь-Таспасский район). Он отметил здесь слабый наклон слоев юры и мела, не превышающий 15°. Строение этого района сильно осложнено разрывными нарушениями, которые представляют главным образом сбросы, диагонально направленные к простиранию оси антиклинали.

На Восточном Мангышлаке М. В. Баярунасом (1936a) были открыты выходы каратауских пород (возвышенности Тумгачи, Кунабай, Карашек

и Карамая).

Первые сведения о тектонике крайней восточной части Мангышлакской системы дислокаций у восточного чинка платс Устюрт в районе урочища Айбугир появились в результате исследований А. Д. Архангельского (1914). Он отметил, что в третичных породах Устюрта ясных дислокаций не наблюдается. Слои образуют здесь очень пологие изгибы, точное направление которых пока выяснить трудно. А. Д. Архангельский (1931) предполагал, что в строении Сарыкамышской котловины принимают участие сбросовые дислокации.

Б. Л. Личков (1927а) выявил ряд деталей строения Каратауской мегантиклинали. Он указал, что, по предположению В. В. Мокринского, восточнее Каратауской мегантиклинали наблюдается какой-то новый антиклинальный перегиб, в своде которого появляются отложения альба. Этот перегиб прослеживается до сора Тузбаир, а возможно, даже восточнее,

до чинка Устюрта.

А. П. Ильина (1932) в крайней восточной части п-ова Мангышлак установила Карамаинскую антиклиналь и детально осветила ее тектоническое строение. По ее данным, эта структура представляет асимметричную брахиантиклиналь, состоящую из двух вздутий, разделенных пережимом. В ядрах вздутий установлены выходы каратауского комплекса пород, на головах которых залегают отложения юры. А. П. Ильина отметила несогласное налегание (до 16°) слоев неокома на отложения юры.

Вопрос о продолжении дислокаций п-ова Мангышлак на восток под плато Устюрт был затронут в ряде работ О. С. Вялова (1933а, 1934, 1935; Прикаспийская низменность, 1934). Он отметил, что складки мезозойских пород Мангышлака уходят на юго-восток пол неогеновые породы плато Устюрт. Последние ложатся на различные горизонты мезозоя и палеогена п практически не дислоцированы. О. С. Вялов (1932, 1933а, б, 1934, 1935, 1937) отметил проявление нескольких фаз складчатости (на границе триаса и юры, юры и мела, сеномана и нижнего сенона, мела и палеогена, палеогена и неогена, сармата и акчагыла).

Большую роль в познании тектоники Горного Мангышлака сыграли многолетние исследования В. В. Мокринского. На северном крыле Кара-

тауской мегантиклинали в районе колодца Торыш В. В. Мокринский (1933) установил антиклинальную складку, впоследствии названную Торышской. На восточном погружении мегантиклинали им была выделена Огюзская брахиантиклиналь. Между Каратауской мегантиклиналью и Беке-Башкудукской антиклинальной зоной в их восточных частях В. В. Мокринский установил Саусканскую синклиналь, хорошо очерченную выходами налеогена и перекрытую с поверхности развеваемыми песками. В этой же работе В. В. Мокринский совершенно определенно товорил о наличии в пределах Южномангышлакского плато крупной пологой синклинали, очерченной выходами сармата и заполненной в средних своих частях отложениями меотического и понтического ярусов. Погружение оси этой структуры направлено в сторону Каспийского моря. В районе бессточных впадин Каунды и Жазгурлы она осложнена, по его данным, двумя антиклинальными вздутиями. Большое внимание было уделено В. В. Мокринским (1952) тектонике каратауского комплекса поред и истории развития рассматриваемой территории в пермское, триасовое и юрское время, В хребтах Каратау он подробно описал ряд антиклинальных и синклинальных складок, которым дал географические названия. В. В. Мокринский указал, что в тектонике каратауского комплекса пород существенную роль играют крупные продольные дизъюнктивные нарушения типа надвигов. Источником сноса для каратауского комплекса пород, по его данным, являлась территория, лежащая непосредственно к югу от Горного Мангышлака. К такому же выводу пришли позднее Л. Б. Мнушкин и Д. Х. Хайрутдинов (1953). Появившиеся в пятидесятых годах геофизические материалы позволили В. В. Мокринскому (1959) установить, что структуры Мангышлака с севера и юга обрезаны глубинными разломами, за которыми располагается герцинский комплекс Туранской плиты.

А. И. Смолко (1934а, 6; 1936) в чинке Устюрта в районе урочища Айбугир установил антиклинальное поднятие (Айбугирская антиклиналь) с выходами верхнемеловых отложений. По его представлениям, эта антиклиналь на востоке связывается непосредственно с Султануиздагом. К югу от Айбугирской антиклинали им была намечена еще одна антиклинальная складка, характеристика которой в его работе не приведена (по-видимому, имеется в виду Шорджинская антиклиналь). Еще дальше к югу, по его данным, располагается широкая синклиналь, выделенная им под названием Хорезмской.

Исследования тектоники Центрального Устюрта А. И. Смолко были продолжены В. И. Солуном (1939, 1940). Им значительно более подробно была освещена тектоника Айбугирской антиклинали. Во впадине Шахпахты, расположенной в центре Устюрта, он обнаружил породы верхнего эоцена, которые позволили наметить южное крыло новой антиклинали, впоследствии названной Шахпахтинской. От урочища Айбугир в западносеверо-западном направлении проходит, по его данным, Центральноустюртская возвышенность, сливающаяся с восточным окончанием Мангышлака— грядой Музбель. Возвышенности, по мнению В. И. Солуна, отвечает пологое антиклинальное поднятие. Это позволило ему считать, что Айбугирско-Султануиздагское поднятие продолжается к западу и сливается с восточными отрогами Мангышлака.

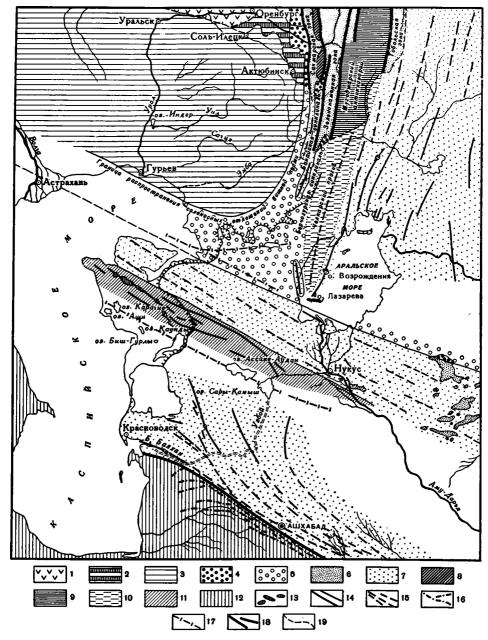
Исключительно большое значение для выяснения тектоники Мангышлака имели исследования С. Н. Алексейчика. Он подробно описал (Алексейчик, 1936, 1937) строение Тюбеджикской антиклинали и установил там несогласное налегание пород олигоцена на различные горизонты мела (угловое несогласие до 15°). В сводной монографии (1941) им впервые с достаточной полнотой были охарактеризованы основные структурные элементы Горного Мангышлака и намечены их соотношения друг с другом. С. Н. Алексейчик расшифровал тектонику Восточного Мангышлака, выделив там сложную систему антиклинальных и синклинальных складок. Ана-

лизируя историю геологического развития района, он пришел к выводу, что в пермское и триасовое время п-ов Мангышлак находился в периферической части геосинклинали и что центральная ее часть располагалась несколько западнее-юго-западнее (последнее представление по данным геофизических исследований не подтвердилось). В верхнем триасе произошли мощные орогенические движения, которые, по его мнению, наметили более приподнятые орографические выступы, образовавшие в вышележащих породах мезо-кайнозоя антиклинальные структуры. Таким образом, С. Н. Алексейчиком впервые была намечена связь тектоники фундамента п-ова Мангышлак со строением пород платформенного чехла.

С. Ю. Геллер (1937, 1938) синклиналь между Киндерли-Каясанским плато и дислокациями Мангышлака назвал Южномангышлакской мульдой. Он предполагал, что цепь бессточных впадин Южномангышлакского плато приурочена к оси этой синклинали, которая, возможно, простирается в глубь страны к впадине Ассаке-Аудан.

М. М. Жуков (1940) обратил внимание на резкое угловое несотласие на границе среднего миоцена с различными подстилающими слоями палеогена и мела. Описанные им надвиговые структуры в глинах олигоцена в районе форта Шевченко в действительности имеют оползневое происхождение. В последующей работе М. М. Жуков (1941) отметил различную дифференциацию вертикальных движений за четвертичный период вдоль Мангышлакского побережья Каспийского моря.

А. Л. Яншин (1945) на основании анализа фаций отложений перми, триаса, юры и нижнего мела считал, что в течение юры и нижнего мела, а, вероятно, и гораздо раньше, севернее Мангышлака существовала параллельная ему полоса суши. Хребты Каратау, по его представлениям, не были в то время источником сноса. Он полагал, что терцинские сооружения на западе, в районе п-ова Бузачи, отклонялись к северу от современной субширотной полосы Мангышлакской складчатости, а на востоке, напротив, приближались к ней и под острым углом пересекали ее простирание. Все это, по его мнению, показывает, что простирание субширотной полосы герцинид совпадает с простиранием складок хребтов Каратау. Район Центрального Устюрта А. Л. Яншин связывал с погребенной полосой палеозойских горных сооружений. Горный Мангышлак им относился к межгорному прогибу. Позднее А. Л. Яншин (1948, 1951) отметил, что пермским и триасовым породам Мангышлака присуща настоящая складчагость. Юрские и более молодые отложения, наоборот, по его данным, не претерпели складчатости и образуют пологие поднятия и прогибы; слои же неогена еще в более сглаженном виде повторяют изгибы подстилающих пород. Мангышлакские дислокации им протягивались через весь Центральный Устюрт, где они, постепенно сужаясь, затухают под аллювием Дарьялыка (фиг. 2). Им было впервые высказано предположение о том, что слои сармата в этой зоне лежат непосредственно на породах мела. Таким образом, А. Л. Яншин предположил, что под дислокациями Центрального Устюрта с Мангышлака протягивается пермо-триасовый межгорный прогиб. К югу от Мангышлакской системы дислокаций он выделил зону глубокого погружения мезо-кайнозойских отложений, которую назвал «синклиналью бессточных впадин». П-ов Бузачи, по его мнению, представляет район приподнятого залегания слоев верхнего мела и палеогена, которые в противоположность соседней зоне Центрального Мангышлака не изогнуты в серию унаследованных антиклиналей и синклиналей, а залегают спокойно с общим погружением к востоку. А. Л. Яншиным была установлена зависимость развития унаследованных дислокаций от возраста складчатости и мощности пород платформенного чехла. Он указал (1950), что структурные элементы Мангышлакской системы дислокаций возникли не вдруг, в какую-то определенную фазу, а развивались медленно и постепенно в виде значительного количества мелких движений,



Фиг. 2. Схематическая тектоническая карта района смыкания Урада, Тянь-Шавя и Мангышдака. По А. Л. Яншину (1951)

1 — область сравнительно неглубокого залегания докембрийского фундамента Русской платформы;
 2 — верхнепермские и нижнетриасовые отложения краевых прогибов под более молодыми осадками (область солянокупольной тектоники);
 4 — верхнепермские и нижнеприасовые отложения краевых прогибов под более молодыми осадками (область солянокупольной тектоники);
 4 — верхнедевонские, каменноугольные и нижнепермские отложения краевых прогибов на поверхности;
 5 — те же отложения под более молодыми осадками;
 6 — складчатый комплекс палеозойских геосинклинальных систем на поверхности;
 7 — то же, под более молодыми осадками;
 8 — докембрий зоны Уралтау;
 9 — зона Мугоджарского антиклинория;
 10 — его южное подземное продолжение (наложенная Челкарская синклиналь);
 11 — зона Мангышлакского межгорного прогиба;
 12 — область альпийской складчатости;
 13 — выходы на поверхность пермо-триасовых пород в Мангышлакской складчатой зоне;
 14 — оси унаследованных антиклиналей системы Копет-Дага;
 15 — их вероятное продолжение;
 16 — оси альпийских антиклиналей системы Копет-Дага;
 17 — оси крупных молодых прогибов;
 18 — основные разломы;
 19 — граница погружения уральского палеозоя и докембрия под сплошной покров мезозойских и третичных осадков

направленных по одинаковому плану, унаследованному от погруженной складчатой структуры. А. Л. Яншиным (Тектоническая карта....., 1957) было отмечено, что Мангышлакский межгорный прогиб имеет более крутой северный склон и более пологий южный. Последующие геофизические материалы (Лапшов и Шкрабо, 1959) подтвердили это предположение.

Большое значение для познания тектоники восточной части Мангышлакской системы дислокаций имели исследования Н. П. Луппова (1952). Здесь, по его данным, расположены два вала с повышенным залеганием отложений сармата. Южный из них — Музбель — лежит на восточном продолжении Карамая-Кугусемской антиклинали; северный — Карабаур находится на продолжении северных складок Мангышлакской группы и выделялся им под названием Центральноустюртской антиклинали. Он отметил, что миоценовые слои отражают здесь в ослабленном виде домиоценовую тектонику. От восточного окончания Карабаура отходят в юговосточном направлении две расходящиеся антиклинали, в большей части скрытые под миоценом. Юго-западная из них — Шорджинская — была открыта Н. П. Лупповым по выходам верхнемеловых пород в одноименном урочище. Между Айбугирской и Центральноустюртской антиклиналями в районе колодцев Уру Н. П. Лушпов (1948а) обнаружил еще один выход верхнемеловых отложений, который связывался им с наличием здесь антиклинальной складки. По сарматским слоям он наметил широкий Ассакеауданский прогиб, располагающийся к югу от Центральноустюртской антиклинали. Восточная часть Ассакеауданского прогиба заходит в пределы Сарыкамышского озера. Н. П. Луппов (19486, 1957) отметил, что Сарыкамышское озеро располагается на месте стыка двух прогибов: широтного и меридионального. Широтный, по его данным, имеет признаки подъема оси к востоку. Меридиональный прогиб, напротив, погружается к югу. Н. П. Луппов (1952) считал, что Горный Мангышлак располагался в центральной части древнекиммерийской геосинклинали. Н. П. Луппов (1932) отметил наличие перерыва и углового несогласия (до 15°) между отложениями юры и мела. Впоследствии было доказано, что в наиболее полных разрезах этот перерыв и несогласие падают на границу оксфордского и кимериджского ярусов верхней юры (Кузнецова и Шлезингер, 1963).

В конце сороковых годов В. А. Сергеев (1948) отметил, что пологая чаша Степного Мангышлака, открытая в сторону Каспийского моря, медленно поднимается к северу, югу и востоку. Около бессточных впадин Каунды и Жазгурлы она осложнена локальным изгибом, а приближаясь к Устюрту, выгибается и образует Чагалинское поднятие.

В. В. Белоусов (1948, 1954), на основании исследований В. Е. Егоровой, в восточном борту впадины Карагие в отложениях палеогена указал наличие антиклинальной складки (впоследствии названной Тарлинской). В породах неогена над сводом антиклинали в палеогеновых слоях возникла синклиналь, которую он называет внутренней впадиной; последняя является инверсионной структурой по отношению к палеогеновой антиклинали. Однако позднейшие исследования (Плещеев и Волчегурский, 1958) показали отсутствие этой инверсионной структуры. Поднятие Мангышлака В. В. Белоусов (1954) считал прерывистой складкой, ошибочно полагая, что оно возникло в палеогене на месте наибольшего накопления мезозойских отложений. В более поздней работе В. В. Белоусов (1962) также ошибочно указал, что юрский прогиб был унаследован от пермо-триасового межгорного прогиба и в последующее время превратился в сводовое поднятие.

А. А. Савельев (1949) установил в Северной Прикаратауской долине ряд новых пологих брахиантиклиналей и синклиналей. В пределах хребта Северный Актау им были отмечены две флексуры, которые, по его

данным, образовались в наклоннолежащих слоях за счет пологих антиклиналей.

С. С. Шульц (1955) в структурном плане мезо-кайнозойских пород рассматриваемого региона выделил Центральную Арало-Каспийскую антиклинальную зону, к югу от которой проходит Южноустюртская синклинальная зона. Им было отмечено, что в этих зонах структуры развивались одновременно с осадконакоплением.

М.В. Муратов (1955) отметил, что структуры Мангышлака теснейшим образом связаны с разломами складчатого основания. М. И. Соколов (1958) на основании анализа фаций меловых отложений пришел к выводу, что они секут современный структурный план Мангышлакской системы дислокаций. Последующими исследованиями этот вывод не был подтвержден.

Существенную роль в развитии тектоники Мангышлакской системы дислокаций сыграли геофизические исследования и площадная геологическая съемка, начавшиеся систематически проводиться с начала пятидесятых годов. Результаты этих работ отражены в статьях Б. Ф. Дьякова (1957, 1959), Б. Ф. Дьякова и Н. Н. Черепанова (1960), Н. К. Трифонова и Н. Н. Черепанова (1959). В осадочной толще п-ова Мангышлак ими выделены пермо-триасовый (каратауский), юрско-палеогеновый и неогеновый структурные этажи, разделенные резкими региональными стратиграфическими перерывами и угловыми несогласиями. Они отметили увеличение мощностей почти всех стратиграфических подразделений и появление новых горизонтов при движении от сводов поднятий к прогибам. Так, в Южномангышлакском прогибе, по их данным, появляются новые толщи рэт-лейасовых осадков мощностью до 2500 м, неизвестные в Горном Мангышлакс. Эти исследователи выделили три основные тектонические зоны: Северомангышлакскую, Центральномангышлакскую и Южномангышлакскую.

Дальнейшее описание тектоники Мангышлакской системы дислокаций и смежных территорий будет произведено по отдельным районам и вопросам.

Тектоника п-ова Бузчи достаточно полно начала освещаться в печати с середины пятидесятых голов. Ю. М. Васильевым (1956, 19576, 1958) были составлены геологическая карта п-ова Бузачи со снятым покровом четвертичных отложений и структурная схема по кровле верхнемеловых отложений, на которых вырисовывается значительных размеров Северобузачинское поднятие и ряд других более мелких структур. От дислокаций Горного Мангышлака они отделяются Южнобузачинским прогибом. Ю. М. Васильевым охарактеризована морфология этих структурных элементов. Данные крелиусного бурения и сейсморазведки дали возможность Г. В. Шведову (1959), А. И. Димакову и другим (1956) значительно уточнить морфологию Кызанской антиклинали. Некоторые исследователи, основываясь на появившихся к этому времени геофизических материалах, осветили глубинное геологическое строение полуострова (Димаков, 1957, 1959; Димаков и Лапшов, 1960; Димаков и др., 1956; Димаков и Чаплыгина, 1959; Дьяков, 1957; Трифонов и Черепанов, 1959; Шведов и Димаков, 1963). По их данным, в осадочном чехле п-ова Бузачи выделяются два структурных комплекса, разделенные угловым несогласием. К первому из них они отнесли отложения юры, мела и палеогена, а ко второму — породы пермо-триаса. Последние здесь входят, по их мнению, в состав платформенного чехла. Эти исследователи указали, что на п-ве Бузачи более плотные и древние породы, чем отложения каратауского комплекса, залегают ближе к поверхности по сравнению с Горным Мангышлаком. Границе различной глубины залегания этих древних пород отвечает, по их данным, разлом.

Пермские и триасовые отложения хребтов Каратау изучались С. С. Кузнецовым, Т. В. Астаховой и Б. А. Корженевским. В первой своей работе они (Кузнецов, Корженевский, Астахова, 1956), основываясь на ошибочных представлениях о характере напластования каратауского комплекса пород, пришли к неправильным выводам о характере складчатых структур и времени их образования. Болышинство из этих выводов в дальнейшем ими самими (Астахова и др., 1959; Корженевский, 1958) были отвергнуты и поэтому имеют в настоящее время лишь исторический интерес. Однако, в отличие от В. В. Мокринского и С. Н. Алексейчика, эти исследователи (Астахова и др., 1959; Корженевский, 1956, 1958) выделяли два перерыва в осадконакоплении каратауского комплекса пород, сопровождающиеся фазами складчатости, а Б. Ф. Дьяковым (1957, 1959) было выделено даже три перерыва.

В более поздней работе Б. Ф. Дьяковым (1963) верхняя часть разреза акмышской свиты была отнесена к рэт-лейасовому комплексу, представленному полуплатформенными образованиями. Как будет видно ниже, эти перерывы нашими детальными исследованиями не были подтверждены. Морфология складок каратауского комплекса пород была описана в статьях Б. А. Корженевского (1958) и В. Н. Винюкова (1963а). Л. Б. Мнушкин и Д. Х. Хайрутдинов (1954) считали, что особенности распределения разрывных нарушений в хребтах Каратау связаны с гранулометрическим составом зерен, слагающих породы. Некоторые исследователи (Бок, Мнушкин, Хайрутдинов, 1953) предполагали, что хребты Каратау перекрывались юрскими осадками. В статьях И. С. Плещеева, А. И. Шарапова и А. Е. Шлезингера (1961) и А. Е. Шлезингера и И. С. Плещеева (1959) было впервые отмечено, что Торыш-Мурзатайская и Карадирменская антиклинали платформенного чехла располагаются непосредственно на продолжении антиклинальных складок пермо-триасового фундамента. Тектоника района хребтов Северного Актау и Северомангышлакской низменности была освещена в статье Г. В. Шведова и А. И. Димакова (1963).

К середине пятидесятых годов значительно уточнилась тектоника п-ова Тюб-Караган. На построенной Б. Н. Можаевым (1958а,б) структурной карте по подошве сарматского яруса и тектонической схеме отчетливо выделилась крупная антиклинальная зона, названная Тюбкараганской, пересекающая полуостров в субширотном направлении. Свод и крылья этой зоны осложнены, по его данным, несколькими локальными структурами. Проведенный значительный объем геофизических работ, особенно сейсморазведки, позволил А. Б. Когану (1956, 1959) осветить глубинное строение п-ова Тюб-Караган. По его данным, вдоль северного крыла Тюб-караганской антиклинальной зоны проходит разрывное нарушение значительной амплитуды. Была выявлена глубина залегания складчатого фундамента. По мнению А. Б. Когана, имеющийся материал сейсморазведки показывает, что на южном крыле Тюбкараганской антиклинальной зоны породы пермо-триаса становятся менее метаморфизованными и дислоцированными, чем на ее сводовой части.

В конце пятидесятых и начале шестидесятых годов появились первые сведения о тектонике дна Каспийского моря, прилегающего к полуостровам Мангышлак и Бузачи. Изучение четвертичных отложений позволило О. К. Леонтьеву (1957, 1961а, б), С. С. Шульцу (1955), С. С. Шульцу и Б. Н. Можаеву (1956б) высказать предположение о том, что острова Северного Каспия (Чечень, Кулалы, Тюлений и др.) представляют погребенные поднятия. Проведенные морские сейсморазведочные исследования установили, что Мангышлакская система дислокаций продолжается под водами Каспийского моря на расстоянии около 50 км, после которых полностью затухает (Борисов, Дикенштейн и др., 1962; Вартанов и Корнев, 1961; Корнев и др., 1962; Стерлягова, 1961). Этими же работами намечено западное продолжение Северобузачинского поднятия, осложненного здесь несколькими разломами (Корнев и др., 1962).

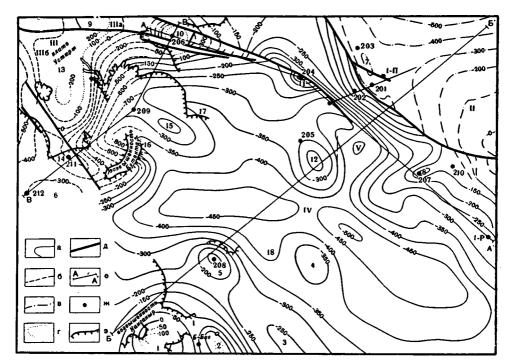
2 Л. Е. Шлезингер

Много новых данных появилось и по тектонике Беке-Башкудукской антиклинальной зоны. В работах К. В. Кручинина (1956, 1960, 1961) достаточно подробно была охарактеризована морфология этого структурного элемента. По южному крылу Беке-Башкудукской антиклинальной зоны им была намечена крупная флексура, переходящая в нижних горизонтах платформенного чехла в разрывное нарушение. Геофизические исследования и картировочное бурение позволили протрассировать Беке-Башкудукскую антиклинальную зону до побережья Каспийского моря и установить, что на фоне общего погружения в этом направлении ее шарнира намечается ряд изолированных антиклинальных вздутий (Коган и Лимаков, 1956; Шкрабо, 1956). На восточном погружении Беке-Башкудукской антиклинальной зоны также были обнаружены две брахиантиклинали (Димаков, Чаплыгина и др., 1959; Кручинин, 1960, 1961). Геологической съемкой (Плещеев и лр., 1961) установлено, что в районе пос. Сенек ось этой зоны отклоняется к юго-востоку, и она быстро затухает. Сейсморазведкой и крелиусным бурением выяснены общие черты глубинного геологического строения Беке-Башкудукской антиклинальной зоны (Дьяков, 1957; Димаков, 1959; Коган и Пасуманский, 1959).

Тектоника Восточного Мангышлака после проведения здесь площадной геологической съемки подробно освещена в работах И. С. Плещеева, А. И. Шарапова и А. Е. Шлезингера (Плещеев и др., 1961). Ими было установлено, что здесь в породах платформенного чехла развита система сложно построенных линий антиклинальных складок, разделенных синклинальными зонами. Эти исследователи отметили, что направление структурных элементов здесь отклоняется от общего простирания Мангышлакской системы дислокаций на 15—20° к юго-востоку. Дислокации платформенного чехла, по их данным, наследуют погребенные складки пермо-триасового фундамента.

Проведенные буровые работы показали, что антиклинали Восточного Мангышлака протягиваются субширотно под слабо дислоцированными породами неогена через весь Устюрт до аллювиальной равнины р. Аму-Дарьи. Эти новые материалы отражены в статьях Л. Ф. Астафьевой (1961), Ю. М. Васильева и В. С. Мильничука (1961, 19636), Л. П. Копаевича (1956), Ю. Я. Кузнецова и В. В. Прусова (1960), О. А. Кузьминой (1960), И. Г. Лоджевского и О. А. Кузьминой (1960), Г. Ф. Пантелеева п Н. Г. Попова (1961) и И. С. Плещеева и других (1961). Этими исследователями показано, что породы неогена ложатся здесь на различные горизонты мела и палеогена, которые образуют значительно более сложные дислокации, чем покрывающие отложения. В пределах Центрального Устюрта ими был выделен ряд крупных поднятий (антиклинальных зон), разделенных прогибами. Вдоль северного крыла Карабаурской антиклинальной зоны, подставляющейся на востоке Айбугирской линией антиклиналей, была отмечена крупная региональная флексура, местами переходящая в разрывное нарушение.

Далее на восток дислокации Центрального Устюрта прослежены О. А. Кузьминой (1960), И. Г. Лоджевским, О. А. Кузьминой (1960) и Г. Ф. Пантелеевым и Н. Г. Поповым (1961) под аллювиальными наносами р. Аму-Дарьи почти до ее русла, где они кулисообразно подходят к Султануиздагу и полностью затухают (фиг. 3). Проведенные геофизические исследования позволили осветить и глубинное геологическое строение Центрального Устюрта. Первоначально Н. В. Неволин (1958а) считал, что погребенная полоса Мангышлакской складчатости протягивается через весь Устюрт до аллювиальной равнины реки Дарьялык. Этой погребенной складчатости в неогеновом чехле соответствует Центральноустюртское поднятие. Вдоль ее северной границы проходит разлом в фундаменте, по которому произошло внедрение основных магматических пород. Близкая точка зрения была отражена и в работах А. Г. Бабаева и Ю. А. Фелотова



Фиг. 3. Структурная карта района Куня-Дарьинской дельты р. Аму-Дарьи, юговосточного Устюрта и северной части Заунгузских Каракумов. По Г. Ф. Пантелееву и Н. Г. Попову (1961)

Стратоизогипсы: a — по контакту белоглинского и кумского горизонтов верхнего эоцена; b — по подошве сенона; b — по контакту альбского и аптского ярусов; b — предполагаемые; b — линии тектонических нарушений (разломы); b — линии профилей; b — глубокие структурно-профильные скважины; b — обрывы (чинки) плато Устюрта и останцовых возвышенностей

I — Северный склон Центральнокаракумского свода. Поднятия: 1 — Койкырланское; 2 — Амандагское; 3 — Дерекаинское; 4 — Жахсакырское; 5 — Нурумгурское; 6 — Центральносарыкамышское. II — Арало-Кызылкумский вал. Поднятия: 7 — Ходжейлинское; 8 — Ленинское. III — Центральноустюртский вал. Поднятия (IIIa, Айбугирская ветвь): 9 — Аксаймакское; 10 — Айбургирское; 11 — Ждановское; 12 — Курганчинское (Майдаминкалинское). Поднятия (III6, Шорджинско-Ербурунская ветвь): 13 — Шорджинское; 14 — Южношорджинское; 15 — Ербурунское. IV — Дарьялык-Дауданский прогиб. Прогибы: 16 — Балыклинский; 17 — Чаштепекский; 18 — Шахсенский. V — Кувя-Ургенчский прогиб

(1960б), Р. Г. Гарецкого и В. И. Шрайбмана (1960), Э. Э. Фотиади (1958). Позднее Н. В. Неволин (19586, 1959) район Центрального Устюрта отнес к выступу допермских пород, ошибочно соединяя его с Северобузачинским поднятием. Пермо-триасовый межгорный прогиб Мангышлака и, следовательно, отвечающие ему в современном структурном плане дислокации Н. В. Неволин протянул в район сора Ассаке-Аудан. В более поздней работе Н. В. Неволин (1961) считал, что межгорный прогиб выполаживается где-то в районе западного чинка Устюрта, в связи с чем здесь затухают развитые в нем пермо-триасовые складки. О значительно меньшей мощности отложений пермо-триаса и приближении к поверхности более древних пород палеозоя в районе Центрального Устюрта было отмечено в ряде других работ (Айзенштадт, Трифонов, Черепанов, 1959; Акрамходжаев и др., 1962; Борисов и др., 1960; Годин, 19606; Димаков и Лапшов, 1960; Луппов, 1958; Сытин, 1960; Таль-Вирский и Федотов, 1962; Трифонов и Черепанов, 1959). Скважины, пробуренные на Карабаурской и Айбугирской антиклиналях, подтвердили позднее эти представления, обнаружив непосредственно под породами платформенного чехла складчатый докаратауский фундамент (Мирчинк, Крылов и др., 1962; Тектоника..., 1963;

Шлезингер, 1962). Глубина залегания складчатого фундамента в пределах восточной части Мангышлакской системы дислокаций была оценена Д. П. Касаткиным (1955, 1960) не свыше 2 км.

Тектоника Южномангышлакского плато в сущности была расшифрована в последние 10-15 лет в связи со значительным объемом проведенных здесь картировочных, буровых работ и геофизических исследований. Уже первые сейсморазведочные профили (Димаков, Семенова, Чаплыгина, 1960; Дьяков, 1957; Коган и Пасуманский, 1959; Коган, Пасуманский, Петрова, 1959; Коган, Пасуманский, Шкрабо, 1959) показали, что общая мощность платформенного чехла в Южномангышлакском прогибе достигает 4500 м. Было выяснено, что прогиб имеет более кругое северное и пологое южное крылья. На его крыльях и в днище был выявлен ряд осложняющих локальных структур. В. А. Лапшов (Лапшов и Шкрабо, 1959) на основании анализа гравитационного поля пришел к выводу, что подошва каратауского комплекса пород погружается от залива Кара-Богаз-Гол в сторону хребтов Каратау, где она залегает на глубине около 14,5 км. Дальнейшие исследования показали, что Южномангышлакский прогиб в районе бессточной впадины Карагие разделяется крупной седловиной на две синклинали, выделенные Г. Е.— А. Айзенштадтом, Н. К. Трифоновым и Н. Н. Черепановым (1959) под названием Сегендыкской и Карабархтинской. В районе мыса Песчаного было открыто крупное поднятие, выделенное под одноименным названием (Айзенштадт и др., 1959; Коган и Пасуманский, 1959; Коган, Пасуманский, Петрова, 1959; Трифонов и др., 1959). К югу от разлома, проходящего вдоль южного крыла Беке-Башкудукской антиклинальной зоны, выявлена структурная терраса, выделенная под названием Жетыбайской (Столяров и Шлезингер, 1962). В ее пределах открыт ряд локальных структур, с двумя из которых связаны крупные месторождения нефти. Тектоника Жетыбайской структурной террасы детально освещена в работах Б. Ф. Дьякова, Н. У. Имашева, К. В. Кручинина (Дьяков и др., 1961), Н. У. Имашева, П. Н. Куприна, В. И. Семова (Имашев и др., 1962), В. В. Козмодемьянского (1962, 1963), П. И. Краева (1961a, б. 1962) и С. А. Шалабаева (1963). Исследованиями А. С. Столярова и А. Е. Шлезингера (Столяров, 1961; Столяров и Шлезингер. 1962) было установлено, что Сегендыкская синклиналь в олигопеновое время испытывала некомпенсированное прогибание. Ими же было обнаружено, что неогеновые породы на Южномангышлакском плато вдоль побережья Каспийского моря испытывают региональное погружение к югозапалу и несогласно перекрывают различные структурные элементы в подстилающих отложениях мела и палеогена. Ряд новых деталей по тектонике Южномангышлакского прогиба были приведены в работах А. И. Димакова и других (1963), Б. Ф. Дьякова и других (1961), Н. А. Калинина (1963). Ю. М. Клейнера (19626), К. В. Кручинина (1963а), П. Н. Куприна (1959), П. Н. Куприна и А. И. Левина (1962), П. Н. Куприна и др. (1962), В. И. Ларина (1959), А. И. Левина и Л. Е. Левина (1959), М. М. Мстиславского и А. С. Столярова (1960), В. Г. Рихтера и Е. Г. Маева (1955), В. Ф. Соловьева (19626), Н. Н. Черепанова (1963), Н. Н. Черепанова и Г. И. Слепаковой (1963) и Н. Ю. Успенской и В. И. Ларина (1960). Проведенные эхолотные работы по акватории Каспийского моря позволили Л. И. Лебедеву (1961) и В. Ф. Соловьеву и др. (1962) проследить продолжение Южномангышлакского прогиба на запад и юго-запад под водами моря.

Прогибы, располагающиеся к востоку от Южномангышлакского и ограничивающие с юга восточную часть Мангышлакской системы дислокаций, были изучены значительно хуже. Ю. Н. Годиным (Годин, 1960а, б, в: Годин, Дикенштейн и др., 1960) область глубокого прогибания мезо-кайнозойских пород, расположенная к югу от Мангышлакской системы дислокаций, выделена под названием Северотуркменского прогиба. Крупными

селловинами (Карынжарыкской и Сарыкамышской) этот прогиб, по его панным, разделяется на три частных прогиба: Южномангышлакский, Ассакеауданский и Хорезмско-Измаильский. О наличии этих седловин было указано и в работах А. А. Борисова (Борисов, Васильев и др., 1960) и И. В. Скворцова (1958). Глубина залегания складчатого фундамента в наиболее глубоких частях этих прогибов А. А. Борисовым и Ю. Н. Годиным опенивалась до 5-6 км. Более подробно освещена тектоника миоценовых слоев района Карынжарыкской седловины в работах П. Н. Куприна и А. И. Левина (1962), А. И. Левина и др. (1961) и В. В. Шолохова (1962а). Ими был описан ряд новых локальных поднятий и прогибов в основном изоморфной формы, осложняющих днище и склоны седловины. Вдоль восточного чинка Карынжарыка еще со времен исследований Б. А. Фелоровича (1949) намечалось разрывное нарушение. Более поздними исследованиями В. В. Шолохова (1962б) было отмечено, что это нарушение или скорее флексура очень слабо выражена в слоях миоцена. Д. А. Туголесовым (1955) было охарактеризовано строение района озера Сарыкамыш. По его данным, этот район представляет пологий платформенный прогиб, четко выраженный в породах палеогена и неогена. Им было установлено южное продолжение Шорджинской антиклинали между мысом Чалбурун и мысом Декча. Еще более подробно была охарактеризована тектоника территории озера Сарыкамыш и к востоку от нее аллювиальная равнина рек Аму-Дарьи и Дарьялыка по материалам бурения и площадной геологической съемки в работах Л. П. Копаевича (1956), О. А. Кузьминой (1960), И. Г. Лоджевского и О. А. Кузьминой (1960), Г. Ф. Пантелеева и Н. Г. Попова (1961). К востоку от Сарыкамышской седловины они выделили Дарьялык-Дауданский прогиб (западная часть Хорезмского прогиба А. И. Смолко), выполненный мощными толщами пород мезо-кайнозоя. Этот прогиб имеет сложную форму за счет проникновения далеко в глубь него затухающих дислокаций Мангышлакской системы. Глубинное строение прогиба по материалам сейсморазведки кратко охарактеризовано Д. П. Касаткиным (1955, 1960).

Накопившийся в конце пятидесятых годов значительный геофизический материал и сплошная геологическая площадная съемка со значительным объемом бурения позволили осветить глубинное геологическое строение и более объективно подойти к генезису Мангышлакской системы дислокаций в целом. В. Е. Хаин (1958) Мангышлакский Каратау считал типично приразломной структурой, подобной юрской структуре Ферганского хребта, возникшей, вероятно, в верхней перми в виде грабена и перед юрой испытавшей инверсию и превратившейся в горстовое поднятие, унаследованное затем породами платформенного чехла. Эта структура развилась, по его данным, на фоне огромной впадины платформенного типа, простиравшейся от Мугоджар до Кара-Богаз-Гола. Основной разлом, ограничивающий Каратау с юга, протягивался им до р. Аму-Дарьи южнее Султануиздага и далее в Бухаро-Хивинскую область. На западе он протрассировал его вдоль северного края Манычского прогиба Предкавказья. Ю. Н. Годин (1960б) и М. Ф. Мирчинк и др. (1961) связывали Мангышлакскую систему дислокаций с зоной глубинных разломов, которые обусловили образование сравнительно узкой зоны накопления мощных толш перми и триаса. Впоследствии эта зона претерпела, по их данным, местную инверсию. Р. Г. Гарецкий и В. И. Шрайбман (1960) отметили, что северный склон Мангышлакской системы дислокаций прямолинеен в связи с проходящим здесь глубинным разломом, который прослеживается от аллювиальной равнины Аму-Дарьи до берегов Каспийского моря. Вдоль этого разлома существовали, по их мнению (Гарецкий, 19626; Гарецкий и Шрайбман, 1960), сдвиговые напряжения, которые привели к отклонению простирания складок пермо-триасовых пород от общего направления системы в целом. Аналогичное объяснение было отражено и в работах

И. С. Плещеева и других (1961), А. Е. Шлезингера (1962). Южный склон Мангышлакской системы дислокаций имеет, по их мнению, извилистый, фестончатый, характер, обусловленный кулисообразным расположением структурных элементов и их захождением в сторону синклинальной зоны «бессточных» впадин. Р. Г. Гарецкий и В. И. Шрайбман считали, что Мангышлакский верхнепалеозойско-триасовый прогиб является наложенным на более древние герцинские зоны. Такой же точки зрения придерживался и Д. П. Касаткин (1960). И. С. Плещеевым, А. И. Шараповым, А. Е. Шлезингером (Плещеев и др., 1961; Шлезингер, 1962) установлен унаследованный характер дислокаций платформенного чехла от складок пермо-триасового фундамента. Р. Г. Гарецкий и В. И. Шрайбман (1960) составили структурную карту залегания кровли складчатого фундамента, захватившую север Мангышлакской системы дислокаций. Ю. Н. Годиным и Ю. М. Сытиным (1961) была составлена аналогичная структурная карта для всей территории. Несколько более детальные структурные карты кровли складчатого фундамента и подошвы неокома, охватившие целиком Мангышлакскую систему дислокаций, были приведены в работе М. С. Арабаджи и других (1963). Ю. И. Сытин и другие (1960) отнесли Мангышлакскую систему дислокаций к мобильной зоне, в которой, по их данным, наблюдается зависимость структур платформенного чехла от общего структурного плана складчатого фундамента. А. М. Акрамходжаев и другие (1962) без должного основания считали Мангышлакский пермо-триасовый прогиб внутриплатформенным образованием. Дислокации Центрального Устюрта они относили к погребенным герцинидам (допермским). В общее развитие зона герцинид Центрального Устюрта и Мангышлакский пермо-триасовый прогиб, по их данным, были вовлечены начиная с юрского времени.

Р. Г. Гарецким и В. И. Шрайбманом (1960), Д. П. Касаткиным (1960), а позднее Н. В. Неволиным (1961), Г. Х. Дикенштейном (1963) и А. Е. Шлезингером (1962) в фундаменте Мангышлакской системы дислокаций были выделены два структурных этажа. Нижний из них слагают сильно метаморфизованные и дислоцированные допермские породы, а верхний — значительно менее метаморфизованные и дислоцированные отложения перми и триаса. Такое же разделение фундамента было принято П. Н. Куприным (1962) для территории Южномангышлакского прогиба. В. А. Лапшов (1963а) считал, что породы пермо-триаса можно относить к фундаменту только в пределах Центрального Мангышлака.

В эти же годы появился ряд работ, показавших длительность и дифференцированность формирования основных структурных элементов рассматриваемого региона в платформенный этап развития. Для юры, мела и палеогена эти вопросы были освещены в работах М. В. Кленовой (1962), В. В. Лаврова и М. С. Котовой (1963), В. С. Мильничука и М. М. Чарыгина (1963), Л. А. Польстер (1960, 1963), Л. А. Польстер, Н. Ф. Алтаевой и Н. Ф. Филиной (1960), Л. А. Польстер и Н. П. Голенковой (1962), Л. А. Польстер, Л. Н. Макаровой, С. Л. Фельдман (1960), А. С. Столярова (1961) и М. М. Чарыгина и других (1963), а для северной части описываемого региона — в статьях В. А. Бененсона (1963), Ю. М. Васильева (19576, 1959) и в монографии М. П. Казакова, М. М. Чарыгина и других (1958). Развитие структурных элементов в неогеновый период отражено в работах Ю. М. Васильева и В. С. Мильничука (1961), М. Ф. Кравченко и др. (1962), Н. П. Луппова (1963), В. С. Мильничука (1962), Л. А. Польстер (1963), Л. А. Польстер и М. Ф. Кравченко (1962), Г. Б. Сальмана (1962) и Ю. Г. Чельцова и Г. Б. Сальмана (1962), а в плиоцен-четвертичное время — в статье К. А. Ушко и И. П. Сырнева (1962).

Вопросы новейшей тектоники были подробно разобраны в конце сороковых годов и позднее рядом исследователей. Д. А. Туголесов (1948) установил, что четвертичные трансгрессии и регрессии Каспия связаны

исключительно с колебаниями климата. Такого же мнения придерживались О. К. Леонтьев и П. В. Федоров (Леонтьев и Федоров, 1953; Федоров, 1948, 1952, 1957). Тектонические движения, по мнению этих исследоватедей, определяли лишь конфигурацию трансгрессирующего моря и приводили к нарушению первоначальных береговых линий. По данным П. В. Федорова (1948, 1952, 1957), вдоль Мангышлакского побережья Каспия оказались деформированы только бакинские и хазарские береговые линии. Хвалынские и новокаспийские же береговые линии остались практически ненарушенными (Леонтьев, 1959, 19616; Федоров, 1948, 1952, 1957). Однако В. Г. Рихтер, Е. А. Гофман и Е. Г. Маев отметили, что послехвалынские береговые линии на подводном склоне восточного побережья Каспия имеют деформацию с амплитудой до 10 м (Рихтер, 1954, 1962; Рихтер, Гофман и Мамаев, 1960; Рихтер и Мамаев, 1962). Исследования Д. А. Туголесова (1955) восточной части Мангышлакской системы дислокаций в районе озера Сарыкамыш показали, что развитые там отложения апшеронского яруса и вышележащие осадки четвертичной системы не испытали никаких заметных тектонических движений.

В работах С. И. Гольца (1961), А. Е. Шлезингера и И. С. Плещеева (1959), В. В. Шолохова (1962а, б; 1963), С. С. Шульца и Б. Н. Можаева (1956а, б) была установлена прямая связь рельефа неогенового покрова с основными структурными элементами рассматриваемого региона.

Приведенные материалы показывают, что тектоника отдельных структурных элементов, входящих в состав Мангышлакской системы дислокаций, и некоторые вопросы ее развития довольно подробно освещены в настоящее время в геологической литературе. Однако до сих пор Мангышлакская система дислокаций никем не была рассмотрена как единый тектонический регион в пространстве и в процессе его развития. Настоящая работа преследует цель восполнить этот пробел.

### Глава ІІ

## ПОРОДЫ СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА <sup>1</sup> МАНГЫШЛАКСКОЙ СИСТЕМЫ ДИСЛОКАЦИЙ

Породы складчатого фундамента в пределах Мангышлакской системы дислокаций по формационным признакам, степени метаморфизма и дислоцированности разделены на два структурных яруса (фиг. 4). К нижнему отнесены породы доверхнепалеозойского (докаратауского) возраста, к верхнему — отложения верхнего палеозоя и триаса (каратауский комплекс).

### НИЖНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА (ДОКАРАТАУСКИЙ КОМПЛЕКС)

Породы нижнего структурного яруса складчатого фундамента вскрыты в последние годы несколькими скважинами в восточной части Мангышлакской системы дислокаций. Наиболее древние породы обнаружены близ Восточного чинка Устюрт в урочище Айбугир (фиг. 5), в ядре одноименной антиклинали скважинами 93, 94, 95 и 146.

Представлены они, по данным Р. Г. Гарецкого и других (1964), сланцами серыми, кварцево-серицитовыми, перемежающимися с пачками конгломератов буровато-серых, рассланцованных, состоящих на 50—70% из галек, промежутки между которыми заполнены песчанистым цементом. Гальки средне и плохо окатаны, размерами от 1 до 5 см в диаметре, сильно деформированы, обычно чечевицеобразной формы, состоят из сланцев и в меньшем количестве из роговиков. Конгломерат в общем хорошо отсортирован. Отмечаются пестроцветные пачки конгломератов и песчаников. Рассматриваемые породы сильно рассланцованы, плотность их составляет 2,77—2,84 г/см³. Максимальная вертикальная вскрытая мощность по скв. 146 равна 99 м.

В сланцах обнаружены единичные плохо сохранившиеся споры, которые, по мнению С. Н. Наумовой, имеют древний облик. Возраст описанных отложений устанавливается путем их сопоставления с разрезами палеозоя Кызылкумских гор, где под фаунистически охарактеризованными мраморизованными известняками венлока — нижнего лудлу залегает многокилометровой мощности серия сильно метаморфизованных песчаников и сланцев, которые Ю. А. Лихачевым и другими (1961) отнесены условно к нижнему палеозою. Верхняя часть этой серии, выделяемая под названием бесапинской свиты, сложена сланцами и филлитами в нижней половине и песчаниками и алевролитами — в верхней. По петрографическому составу, степени метаморфизма рассматриваемые породы складчатого фундамента Айбугирской антиклинали напоминают отложения бесапинской

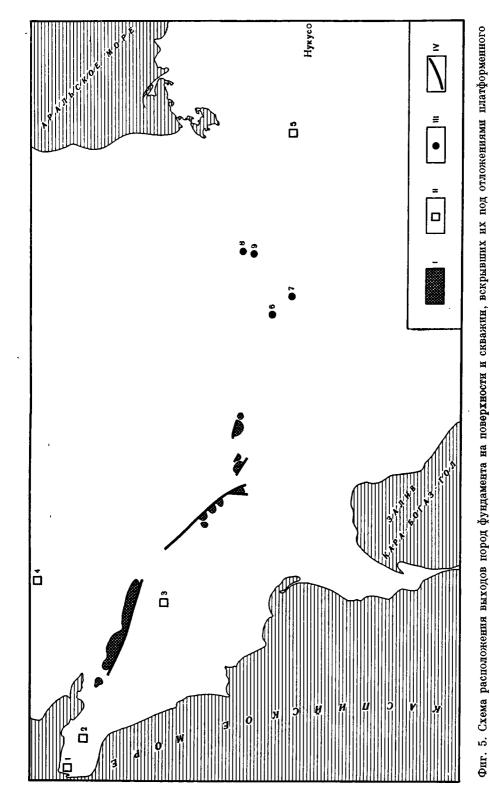
<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Под складчатым фундаментом понимается основание эпипалеозойской платформы, сложенное геосинклинальными формациями.

	'ADUC.		Мощ- ности м	Описание пород	Формации
Верхн	еплиоценово-		100	Известняки, глины, пески, супеси и суглинки	
Средне Аижен	емиоценово - реплиоценовый		<i>80</i> 260	Известняки, мергели, глины, гипсы	Глинисто-карбонатная
Среднеюрско- нижнемиоценодый	Майкопский		до 4000 400 400	Преимущественно песчано-гли- нистые и карбонатные отло- жения  Преимущественно сероиветные елины, аргилиты, точаники Вывелены по геогризическим	Наиколский глин Карбонатная Сероциветная терригенная Карбонатная Гестроидетная форма- ция неслоистых глин Сероциветная угленосная Сероциветная аргиллитовая
neu		ļ.,,,,,,,,,,	2000	материалам	
Верхнепалеозойско — триасовый	Каратауский		<i>8300</i>	Преимущественно сероцветные и красноиветные песчано-гли- нистые поровы	Антраконитовая  Красноцветная моласса Моласса (восточно – сланиево – серия) Красноцветная моласса Сероцветная моласса
		,	> <i>6000</i>	Выделены по ееофизическим материалам	
лерхне- део- гский	Верхний Нижсний		>120 >100	Даломиты и известняки светло-серые, мраморизованные Сланиы серые, кварцево-серици- товые конгломераты	Формации миогеосинклинального ряда ,
	Вэт — Сованения перед Весерия под перед Весерия под перед Весерия перед	Верхнепионеодория — шриасодогі, періненорожо —	ярис, комплекс  Берхнеплиоценово- четвертичный распичный распичны	ПО В В В В В В В В В В В В В В В В В В В	ярис, комплекс  Верхнеляиоценовод-четвертичный пост учетвертичный пески, супеси и суглинки углины, пески, супеси и суглинки углины, пески, супеси и суглинки углины, гипсы пост учетвертичный и избестняки, мергели, глины, гипсы пост учетве и карбонатные отло-жения углины и избестные и карбонатные отло-жения углины пост учет и карбонатные отло-жения углины пост учет и карбонатные отло-жения и ка

Фиг. 4. Сводный стратиграфический разрез Мангышлакской системы

свиты Кызылкумских гор. Однако возможно, что сопоставление рассматриваемых пород с разрезами хребта Султануиздаг выявит более молодой их возраст. По мнению С. С. Шульца (устное сообщение), очень близкие по литологическому составу породы встречаются в джамансайской свите среднего девона. Таким образом, возраст рассматриваемых пород в настоящее время остается недостаточно ясным. Можно лишь с уверенностью говорить, что вскрытые породы складчатого фундамента в ядре Айбугирской антиклинали имеют доверхнедевонский возраст.

Более молодые горизонты палеозоя в предедах восточной части Мангышлакской системы дислокаций вскрыты на западном погружении Айбугирской антиклинали в скв. 206, в своде Карабаурской антиклинали в скв. 1 и 2 (Кахбахты) и сохранились в виде метрового слоя в верхней части разреза палеозоя скв. 146. В скв. 206 палеозойские породы пройдены в интервале 816 (забой) — 786 м и перекрываются непосредственно отложениями келловейского яруса. Они представлены доломитами серовато-голубыми, полосчатыми, мраморизованными, неравномернозернистой структуры, крупно- и мелкокристаллическими, плотностью в 2,70—2,80 г/см³, чистыми. Порода участками загрязнена глинистыми веществами с единичными остроугольными обломками кварца размером до 0,01 мм. На глубине 807 м отмечен брекчированный доломит, в котором по трещинам развиты



1 — выходы нарагаусного комплекса пород; II — группа скважин, вскрывшая породы фундамента: I — Кусайник, 2 — Тюбеджин, 3 — Карасязь и Таспас: 4 — Кызан, 6 — Айбугир; III — отдельные скважины, вскрывшие породы фундамента: 6 — Хоскудук, 7 — Шахпахты, 8 — Кахбахты 1, 9 — Кахбахты 2; IV — разломы
 IV — разломы

пленочки гидрослюд и буроватых железистых гидроокислов. Количество нерастворимой части доломита колеблется от 0,94 до 1,95%. Более 70% его составляют мелкие (0,1 мм) хорошо ограненные кристаллики новообразованного альбита таблитчатой и изометрической формы. В верхней части разреза доломиты содержат до 10—12% остроугольных обломков выветрелых метаморфизованных пород. Они представлены серицитовыми алевритистыми сланцами, серицитовыми сланцами и песчано-алевритистыми сланцами, кварцитом мозаичной структуры и кварцем. Эти обломки аналогичны породам доверхнедевонского возраста ядра Айбугирской антиклинали. Здесь же отмечены перемятые зерна доломита, сцементированные глинисто-серицитовым материалом. Вскрытая вертикальная мощность поломитов в скв. 206 составляет 30 м.

В скв. 146 на глубине 205—206 м пройдены доломиты светло-серые, плотные, мелко кавернозные, с включениями неровных остроугольных обломков серицитовых сланцев, имеющих сильно выветрелый облик. Эти доломиты аналогичны доломитам скв. 206, а присутствующие в них обломки серицитовых сланцев, так же, как и в скв. 206, очень близки к доверхнедевонским породам ядра Айбугирской антиклинали. Описываемые породы перекрываются здесь отложениями келловейского яруса.

На Карабаурской антиклинали породы складчатого фундамента вскрыты непосредственно под отложениями верхней юры в скв. 1 (Кахбахты) в интервале 1070 (забой) — 975 м. Они представлены известняками слоистыми, мраморизованными, доломитизированными. Слоистость (под углом 45—50°) обусловлена чередованием прослоев белых и розоватых крупнои среднекристаллических разностей с серыми пиритизированными мелкокристаллическими. Более 90% породы сложено карбонатом, состоящим из кальцита (80%) и доломита (10%).

Верхняя часть палеозойских пород, вскрытых в скв. 1 (Кахбахты) в интервале 1040—975 м, представлена породами, затронутыми процессами выветривания. Они состоят из глин и алевритистых глин светло-серых и зеленовато-серых, микрослоистой текстуры. Порода пересечена крутопадающими кальцитовыми жилками толщиной 1 мм. Глина монтмориллонитовая, хорошо отмучена, волокнистой структуры, преобладает в нижней части интервала и составляет около половины вскрытых пород. Слюдистые минералы лишь частично каолинизированы, что позволяет относить рассматриваемые породы к нижней зоне коры выветривания. Вскрытая вертикальная мощность пород фундамента по скв. 1 Кахбахты составляет 95 м.

В скв. 2, расположенной на южном крыле той же антиклинали, породы складчатого фундамента вскрыты непосредственно под отложениями средней юры в интервале 1253 (забой) — 1135 м. Представлены они известняком серым, доломитизированным, крепким, с раковистым изломом, рассеченным многочисленными жилками кальцита. Наблюдаются зеркала скольжения под углом 60°. В известняке часто отмечается значительная примесь алевритистого и песчаного материала. С глубины 1165 м породы становятся сильно выветрелыми и состоят в основном из песчаников светло-зеленых, мелкозернистых, перемежающихся с зеленовато-серыми и зелеными оскольчатыми глинами. Повсеместно отмечаются зеркала скольжения, ориентированные под углами в 45—60°. Породы преимущественно неизвестковистые. Описываемые отложения, пройденные в интервале 1165—1135 м, представляют типичную кору выветривания. Вскрытая вертикальная мошность пород фундамента в скв. 2 Кахбахты составляет 118 м.

Палеонтологические остатки в описываемых доломитах и известняках не обнаружены <sup>1</sup>. В скв. 146 установлено непосредственное несогласное

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Первоначально доломиты скв. 206 были ошибочно отнесены к пермо-триасу — аналогам каратауского комплекса Горного Мангышлака (Кузьмина, 1960; Н. Г. Попов. 1961).

налегание доломитов на доверхнедевонские серицитовые сланцы. В доломитах скв. 146 и 206 обнаружены в большом количестве неокатанные разрушенные обломки серицитовых сланцев, аналогичных сланцам, слагающим ядро Айбугирской антиклинали. По-видимому, в момент накопления доломитов ядро Айбугирской антиклинали представляло собой небольших размеров выступ древних пород, который подвергался процессам денудации и давал обломочный материал. Последний попадал в отлагающиеся вблизи этого выступа доломиты. Таким образом, доломиты имеют более молодой возраст, чем доверхнедевонские породы ядра Айбугирской антиклинали.

Мраморизованные известняки и доломиты имеют широкое распространение в среднем палеозое в районах Кызылкумских гор и Султануиздага (Виленский, 1958; Висьневский, 1950; Лихачев и др., 1961; Пятков, Бухарин, Хайруллина, 1960; Чехович, Соловьева и др., 1956). Напротив, в верхнем палеозое в этом районе принимает участие совершенно иной в формационном отношении комплекс пород, представленный мощной толщей моласс (Лихачев и др., 1961; Соловьева, 1955, 1963).

Описываемые известняки и доломиты отличаются также и от каратауского комплекса пород Горного Мангышлака. Хотя в последнем и встречаются прослои известняков, приуроченные к основанию нижнего триаса и к акмышской свите верхнего триаса, они резко отличаются по степени метаморфизма и петрографическому составу от описанных выше доломитов и известняков Айбугирской и Карабаурской антиклиналей. Таким образом, мраморизованные доломиты и известняки Айбугирской и Карабаурской антиклиналей могут быть уверенно отнесены к среднему палеозою. Произвести более точную датировку этих пород в настоящее время нельзя. Можно лишь уверенно считать, что доломиты скв. 206 являются более молодыми, чем доверхнедевонские породы ядра Айбугирской антиклинали.

В других районах рассматриваемого региона породы нижнего структурного яруса складчатого фундамента скважинами не вскрыты. По геофизическим данным они там, за исключением наиболее приподнятой части Северобузачинского поднятия, погружены на многие километры под породы верхнего структурного яруса складчатого фундамента и отложения платформенного чехла.

Докаратауские породы обнаружены, кроме того, в переотложенном виде в отложениях юры и мела в районе Тумгачинской антиклинали. С. Н. Алексейчиком (1940, 1941) в отложениях альбского яруса найден прослой среднезернистого песка с мелкой галькой. Среди гальки встречены, по его данным, неокатанные обломки размерами до 10—14 см в поперечнике окремнелых, слегка известковистых глинистых сланцев. В последних обнаружены брахиоподы и мшанки, которые позволили отнести эти сланцы к карбону; вероятнее всего, они относятся к нижнему отделу карбона. Здесь же С. Н. Алексейчиком обнаружены обломки крупнозернистых, значительно измененных полимиктовых, слюдистых и хлоритовых песчаников, микроконгломератов и щелочного гранит-порфира.

В отложениях нижней юры Тумгачинской антиклинали выделяется толща до 200 м грубозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов. Обломочный материал представлен гранитами, гранит-порфирами, кварцевыми порфирами, порфиритами, несколькими разновидностями туфо-порфиров и туфо-порфиритов. В составе галек осадочных пород встречены песчаники, кварциты, черные глинистые сланцы и несколько разновидностей кремнистых пород с обильными органическими остатками (Алексейчик, 1941; Вялова и Киричкова, 1963). В одной из галек песчаника Р. И. Вялова и А. И. Киричкова (1963) обнаружили ядро брахиоподы скорее всего карбонового облика. Галька кварцевого порфира, по данным С. Н. Алексейчика, хотя и редко, но все же встречается в отложениях юры более западных районов Горного Мангышлака (район хребта Кара-

таушик). Обломочный материал из среднеюрских отложений резко отличен от каратауского комплекса пород и близок к обломочному материалу с каменноугольной фауной, обнаруженному в отложениях альбского яруса.

Описываемый обломочный материал докаратауских пород встречается в спавнительно узкой зоне района Тумгачинской антиклинали. К западу, в районе Каратауской мегантиклинали и Беке-Башкудукской антиклинальной зоны, он практически исчезает. Он также исчезает и к юго-востоку, в районе Карамаинской антиклинали. Разрезы скважин и теофизические исследования показывают, что только в восточной части Мангышлакской системы дислокаций отсутствуют каратауский комплекс пород и нижние горизонты платформенного чехла. Известные здесь породы фундамента пеако отличны от описанного обломочного материала района Тумгачинской антиклинали. К тому же эта площадь ближе прилегает к Карамаинской антиклинали, а в юрских и альбских отложениях последней подобный обломочный материал отсутствует. Глубокое разведочное бурение и геофизические материалы показывают, что области сноса этого обломочного материала располагались за пределами Мангышлакской системы дислокаций, по-видимому, к югу или юго-западу, на месте современного положения Карабогазского свода (Куприн и Мирзаханов, 1962), или территории Среднего Каспия (Тамразян, 1954, 1956; Хаин, 1950; Хаин и Шарданов, 1952). Однако галька каменноугольных пород могла быть принесена с еще более удаленных площадей Центрального Кавказа или Предкавказья.

В настоящее время, как было видно из вышеизложенного, имеется очень скудный материал по породам нижнего структурного яруса складчатого фундамента Мангышлакской системы дислокаций. В непосредственной близости к Мангышлакской системе дислокаций в Кызылкумских горах и Султануиздаге в среднем палеозое развиты, по А. А. Богданову (Тектоническая карта..., 1961), миогеосинклинальные формации. Типичные миогеосинклинальные формации распространены также в среднем палеозое на западном берегу Каснийского моря на территории Предкавказья. Имеющиеся материалы по породам нижнего структурного яруса Мангышлакской системы дислокаций позволяют формационно сопоставлять их с одновозрастными образованиями Кызылкумов, Султануиздага и Предкавказья. Это дает возможность с некоторой долей условности считать, что в пределах рассматриваемого региона в среднем палеозое также развиты миогеосинклинальные формации.

В составе нижнего структурного яруса фундамента можно выделить, как мы видели выше, два структурных комплекса: нижний — доверхнедевонский комплекс, преимущественно сильно метаморфизованных сланцев, и верхний комплекс менее метаморфизованных карбонатных пород. Указанные комплексы разделены, по крайней мере в восточной части Мангышлакской системы дислокаций, четко выраженным перерывом в осадконакоплении, а, возможно, по аналогии с Кызылкумскими горами, и угловыми несогласиями (Лихачев и Владимирский, 1961; Лихачев и др., 1961).

## ВЕРХНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА (КАРАТАУСКИЙ КОМПЛЕКС)

Породы верхнего структурного яруса в пределах рассматриваемого региона имеют более широкое распространение и изучены значительно лучше. Ими слагается ряд хребов в пределах Горного Мангышлака и, кроме того, они вскрыты в сводах нескольких антиклиналей рядом скважин. Нижние горизонты пород верхнего структурного яруса в естественных обнажениях и в скважинах не вскрыты, и непосредственный контакт с подстилающими породами нижнего структурного яруса в пределах Мангы-шлакской системы дислокаций нигде не обнаружен.

Наиболее полно каратауский комплекс пород представлен в хребтах Каратау. Здесь благодаря исследованиям М. В. Баярунаса (19116, 19366; Отчет Геол. ком., 1915) и В. В. Мокринского (1952) этот комплекс пород был отнесен по возрасту к перми и триасу и расчленен на ряд свит. В последующие годы вопросы стратиграфии каратауского комплекса пород были затронуты в работах С. Н. Алексейчика (1941), Т. В. Астаховой (1956а, 6, 1958, 1960а,б,в; Решения совещания, 1959), Т. В. Астаховой и других (1959), В. Н. Винюкова (19636), Б. Ф. Дьякова (1957, 1959, 1963), Л. Д. Кипарисовой (1947, 1958), Б. А. Корженевского (1956), С. С. Кузнецова и других (1956), А. А. Шевырева и А. Е. Шлезингера (1960) и А. Е. Шлезингера (1959). Подробный минералогический и петрографический анализ пород каратауского комплекса приведен в работах Б. А. Корженевского (1961) и Д. Х. Хайрутдинова (1962).

### Пермь

Отложения пермской системы на Мангышлаке разделяются в настоящее время на три свиты (снизу вверх): биркутскую, отпанскую и долнапинскую. Пермский возраст рассматриваемых отложений устанавливается со значительной долей вероятности ввиду того, что они залегают без видимых следов несогласия и перерыва непосредственно под морскими слоями нижнего триаса. Более точную стратификацию выделенных свит произвести в настоящее время нельзя.

Биркутская свита. Породы биркутской свиты имеют ограниченное распространение лишь в пределах хребта Западный Каратау, где ими сложена сводовая часть Отпанской антиклинали. Представлены они плотными, с раковистым изломом, аргиллитами с редкими прослоями полимиктового мелкозернистого песчаника. Общий цвет дымчато-голубой с характерным матовым блеском. В. В. Мокринский в 1937 г. в описываемых породах обнаружил трудно различимые отпечатки растений типа хвощей. Видимая мощность отложений биркутской свиты составляет 400 м.

Отпанская свита. Отложения отпанской свиты имеют значительно более широкое распространение в пределах хребтов Западный и Восточный Каратау. Кроме того, к отпанской свите, вероятно, следует относить аргиллитово-песчаную толщу пород, обнажающуюся по северному склону горы Карамая. В хребте Западный Каратау отпанская свита начинается серыми песчаниками плотными, массивными, полимиктовыми, иногда приобретающими буровато-вишневую окраску. От залегающих ниже аргиллитов биркутской свиты песчаники отпанской свиты отделяются довольно легко. Мощность этой части разреза отпанской свиты достигает 580 м. Выше залегают такие же плотные слоистые песчаники, окрашенные то в зеленовато-серый, то в темно-фиолетовый цвет. Мощность их составляет 100 м. Кверху они сменяются горизонтом плотных полосчатых песчаников серых и коричневых оттенков, мощностью до 100 м. Еще выше залегают серые с коричневыми полосами плотные массивные песчаники мощностью 520 м. Суммарная мощность пород отпанской свиты в хребте Западный Каратау (южное крыло Отпанской антиклинали) достигает 1300 м.

К востоку, в пределах хребта Восточный Каратау, несколько изменяется облик пород отпанской свиты. Здесь преобладают синевато-зеленые и голубовато-серые песчаники, очень плотные, массивные, часто косослоистые. В верхних частях разреза появляются подчиненные прослои песчаников, окрашенных в фиолетово-вишневые тона. Максимальная видимая мощность отпанской свиты по северному крылу Бесчокинской антиклинали в Восточном Каратау достигает 1400 м. Основание ее здесь не обнажено.

Т. В. Астаховой и другими (1959), Б. А. Корженевским (1956, 1961) песчаники ядра Бесчокинской антиклинали без должного обоснования

были отнесены к бесчокинской и биркутской свитам. Таким образом, наиболее превние породы каратауского комплекса, отсутствующие в разрезах хребта Западный Каратау, по их данным, обнажаются в хребте Восточный Каратау. Это представление Т. В. Астаховой и Б. А. Корженевского, однако, не соответствует действительности. Во-первых, песчаники ядра Бесчокинской антиклинали Восточного Каратау и Отпанской антиклинали Запалного Каратау, на крыльях которой располагаются стратотипические разрезы отпанской свиты, литологически очень близки друг к другу. Вовторых, мощность пород, относимых этими исследователями к бесчокинской и биркутской свитам в пределах Восточного Каратау, определена в 1600-1700 м, тогда как на самом деле мощность рассматриваемых песчаников в ядре Бесчокинской антиклинали до вышележащих красноцветных пород долнапинской свиты равна 1400 м. Выходит, что на отпанскую свиту здесь не остается места. И, наконец, в-третьих, можно с полной уверенностью сказать, что дымчато-голубые аргиллиты биркутской свиты, явдяющиеся прекрасным маркирующим горизонтом в разрезе каратауского комплекса пород, в Восточном Каратау отсутствуют. Таким образом, в ядре Бесчокинской антиклинали хребта Восточный Каратау никакие породы превнее отпанской свиты не обнажаются.

В пределах Восточного Мангышлака аналоги отпанской свиты, по-видимому, слагают западную часть северного склона горы Карамая. Здесь обнажается толща серых аргиллитов, перемежающихся с тонкослоистыми зеленовато-серыми песчаниками. В верхней части разреза количество песчаников резко убывает, и основное значение здесь приобретают зеленоватосерые и фиолетово-бурые алевролиты и аргиллиты. По общему облику пород эта толща, вероятно, относится к отпанской свите, выделяемой в пределах хребта Каратау. Видимая мощность отпанской свиты в пределах горы Карамая достигает 200 м.

Располагающиеся выше породы каратауского комплекса, вплоть до отложений акмышской свиты триасовой системы, в Западном Каратау и Каратушике резко отличаются от их аналогов в Восточном Каратау, в связи с чем соответствующие разрезы с трудом сопоставляются. В Восточном Каратау граница между пермской и триасовой системами проходит внутри континентальной толщи очень однообразных осадков, выделяемых под названием восточнокаратауской серии (Шлезингер, 1959), и не может быть в настоящее время точно установлена. Поэтому вышележащие отложения пермской системы описываются только для хребтов Западный Каратау, Каратаушик и Восточного Мангышлака, а входящие в нижнюю часть восточнокаратауской серии пермские породы хребта Восточный Каратау будут рассмотрены при описании триасовой системы.

Долнапинская свита. Породы долнапинской свиты прослеживаются в сводах и на крыльях антиклинальных складок в пределах хребтов Западный Каратау и Каратаушик. Ими же, вероятно, слагаются в основном горы Тумгачи, Тыныбай, Кунабай, Кичик-Карашек, Карамая, Кугусем и северо-восточный склон горы Карашек. Отложения долнапинской свиты, по-видимому, вскрыты скважинами на Беке-Башкулукской антиклинали и на Хоскудукской антиклинали Центрального Устюрта. Начинается разрез этой свиты на Западном Каратау и Каратаушике вишнево-красными песчаниками, перемежающимися с зеленовато-серыми разностями. Отмечаются подчиненные прослои глинистых сланцев. Вишневокрасный цвет преобладает. От располагающихся ниже песчаников отпанской свиты отложения долнапинской свиты отделяются довольно четко появлением вишнево-красной окраски и прослоев глинистых сланцев. Вверх по разрезу количество зеленовато-серых пород постепенно сокращается до полного их исчезновения из разреза. В верхней части долнапинской свиты отмечается несколько прослоев мелкогалечного конгломерата, состоящего из гальки тех же песчаников и глинистых сланцев. На

плоскостях наслоения песчаников наблюдаются волноприбойные знаки. По южному склону хребта Западный Каратау верхняя часть долнапинской свиты переходит в сплошную толщу глинистых сланцев, почти лишенных песчаников и отличающихся более темным оттенком вишневокрасного цвета. В этой толще отмечается обилие рассеянных в породе галек песчаников и глинистых сланцев.

В. Н. Винюковым (1963б) в нижней части свиты обнаружен 30-сантиметровый пласт розовато-желтой липаритовой туфолавы. Мощность долнапинской свиты в хребтах Западный Каратау и Каратаушик достигает 1000 м. В прослоях зеленых песчаников верхней части разреза долнапинской свиты в Западном Каратау Б. А. Корженевским (1956) обнаружены очень плохой сохранности растительные остатки, напоминающие хвощи, и сильно деформированные раковины пелеципод. Кроме того, в средней части разреза пород долнапинской свиты В. Н. Винюковым (1963б) встречены единичные ядра пелеципод и остатки остракод, широко распространенные в отложениях перми.

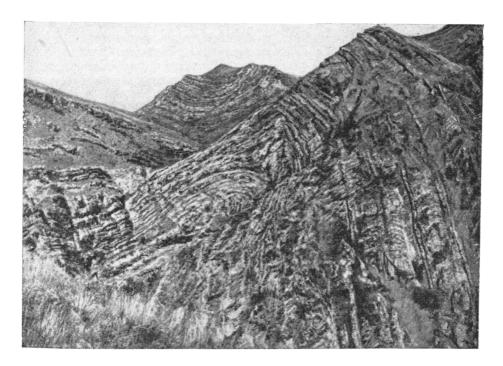
В пределах гор Тумгачи, Тыныбай, Кунабай, Карашек, Кичик-Карашек, Карамая долнапинскую свиту слагает толща буровато-фиолетовых и желтовато-серых песчаников, плотных, плитчатых с прослоями аргиллита. В средней и верхней частях разреза наблюдаются прослои мелкогалечного конгломерата. В возвышенности Кугусем к долнапинской свите, по-видимому, относится толща буровато-красных и светло-серых с зеленоватым оттенком плотных песчанистых глин, сильно выветрелых с поверхности. В глинах отмечаются прослои песчаников до 0,4 м мощности. В отличие от разрезов хребтов Западный Каратау и Каратаушик в долнапинской свите Восточного Мангышлака преобладают песчаники, состоящие из более грубого материала. Аргиллиты и глинистые сланцы играют явно подчиненную роль. Породы здесь имеют меньшую плотность. Если в районе хребтов Каратау она составляет в среднем 2,65 г/см3, то в разрезе горы Карамая плотность уменьшается до 2,45—2,50 г/см3 (Галактионов, 1959; Лапшов, 19636; Неволин, 1961). Нижние горизонты долнапинской свиты, за исключением горы Карамая, здесь нигде не вскрыты вследствие трансгрессивного перекрытия их юрско-меловыми породами или современными четвертичными напосами. Видимая мощность долнапинской свиты на горе Тумгачи — 500 м, Кунабае — 900 м, Карашеке — 110 м, Кичик-Карашеке — 700 м. Кугусеме — 150 м. В разрезе горы Карамая ее полная мошность достигает 1000 м.

На Беке-Башкудукской антиклинали каратауский комплекс пород, сходный с долнапинской свитой, был вскрыт тремя крелиусными скважинами на глубинах 449 м (К-38), 538 м (К-12) и 598 м (К-16) непосредственно под отложениями юры. Первая скважина прошла по породам каратауского комплекса 150 м, вторая и третья скважины — по нескольку метров. Вскрытые породы представляют собой песчаники, перемежающиеся с глинистыми сланцами зеленовато-серого, темно-красного и малинового цвета. Красные тона преобладают. Общий облик пород напоминает долнапинскую свиту хребтов Западный Каратау и Каратаушик.

На Хоскудукской антиклинали Центрального Устюрта глубокой разведочной скважиной непосредственно под отложениями юры на глубине 1880 м были вскрыты алевролиты и аргиллиты буровато-шоколадные, слюдистые, слабоизвестковистые, пересеченные прожилками кальцита. Отмечаются прослои буровато-коричневого песчаника, плотного, известковистого с включениями алевролита. По общему облику рассматриваемые породы очень напоминают отложения долнапинской свиты Горного Мангышлака. Вскрытая вертикальная мощность пород, условно отнесенных к долнапинской свите, в скв. 1. Хоскудук составляет 160 м.

В отложениях триасовой системы первоначально В. В. Мокринским было выделено пять свит (снизу вверх): тарталинская (цератитовая). караджатыкская, конгломератовая, антраконитовая и азмергенская. Исходя из решения Межведомственного стратиграфического комитета (Стратиграфическая классификация...., 1956), что свиты должны иметь географическое название, конгломератовая свита была переименована в карадуанскую, по названию сая, где располагаются наиболее стратотипические ее пазрезы (Астахова и др., 1959; Шлезингер, 1959). Выделение тарталинской и караджатыкской свит возможно только в разрезах хребтов Каратаушика и Карашека. В разрезах Западного и Восточного Каратау переход между породами, слагающими свиты, очень постепенный и границу между ними в этих разрезах провести очень трудно. Поэтому в работах Т. В. Астаховой (1958), Б. А. Корженевского (1958) и А. Е. Шлезингера (1959) отложения тарталинской и караджатыкской свит были объединены в одну свиту, названную соответственно первыми двумя исследователями тюрурпинской, а последним — таушикской. В настоящее время целесообразно эту часть разреза каратауского комплекса пород рассматривать в ранге одной свиты, разделяя ее, где это возможно, на две подсвиты, названия которых следует оставить прежними, т. е. таушикскую (тюрурпинскую) свиту следует делить на тарталинскую и караджатыкскую подсвиты. Несколько по-иному, чем В. В. Мокринским, понимается нами верхняя часть разреза каратауского комплекса пород (антраконитовая и азмергенская свиты), которая выделяется под названием акмышской свиты (Шлезинrep, 1959).

Нижний триас (таушикская свита). Отложения таушикской свиты имеют широкое распространение в пределах хребтов Каратаушик и Западный Каратау (фиг. 6). Более мелкие выходы пород этой свиты обнаружены на Восточном Мангышлаке, в возвышенностях Кичик-Карашек,



Фиг. 6. Обнажение глинистых сланцев нижнего триаса по южному склону Западного Каратау. По Н. И. Андрусову (1915)

Карашек и Кугусем. В пределах Беке-Башкудукской антиклинали они вскрыты скважиной у колодца Карасязь. Более проблематичны породы нижнего триаса, выделяемые в разрезах гор Кунабай, Карамая, а также вскрытые скважинами на п-ове Бузачи и на Центральном Устюрте. Контакт пород таушикской свиты с подстилающими отложениями долнапинской свиты различными исследователями трактуется по-разному. Первоначально С. Н. Алексейчик, М. В. Баярунас и В. В. Мокринский считали разрез триасовых и дотриасовых слоев непрерывным. Наоборот, более поздние исследователи (Т. В. Астахова, Б. Ф. Дьяков, Б. А. Корженевский и С. С. Кузнецова) указывают на наличие перерыва, коры выветривания и углового несогласия на границе долнашинской и таушикской свит. Исследования А. А. Шевырева, А. Е. Шлезинтера (Шевырев и Шлезинтер, 1960; Шлезингер, 1959), а позднее и В. Н. Винюкова (1963) не подтвердили не только углового несогласия и коры выветривания, но даже какихдибо косвенных признаков перерыва осадконакопления. В течение 1960— 1962 гг. автору еще раз удалось специально исследовать контакт между долнапинской и таушикской свитами во всех имеющихся обнажениях от Каратаушика на западе до Карамаи на востоке. Эти исследования позволяют с полной уверенностью утверждать, что никакие базальные конгломераты, коры выветривания и тем более угловые несогласия на границе этих свит не существуют. Осадконакопление на рубеже долнапинского и таушикского времени шло непрерывно.

В разрезах хребта Каратаушик на красноцветных породах долнапинской свиты с довольно резким переходом, но без видимых следов несогласия и перерыва залегают синевато-зеленые глинистые сланцы. Сланцы отличаются прекрасно выраженной грифельной отдельностью. Отмечаются прослои тонкозернистых песчаников, известняков и анкеритовых конкреций, сложенных в зоне выветривания тонкозернистой массой кальцита, окрашенного окислами железа. В средней части разреза таушикской свиты отмечается пачка 80—100-метровой мощности песчаников ржаво-бурых, с прослоями кремнистых конкреций. Эта часть разреза относится к тарталинской подсвите, мощность которой здесь достигает 450 м. В породах тарталинской подсвиты найдена богатая фауна аммонитов (Астахова, 1956а, б; Баярунас, 19366; Кипарисова, 1947; Шевырев и Шлезингер, 1960), позволяющая выделить несколько фаунистических горизонтов.

Выделенные аммонитовые горизонты без всякого сомнения указывают на нижнетриасовый возраст вмещающих пород и повторяют разрез нижнего триаса Гималаев (Баярунас, 1936б). Исключение составляет лишь нижний дорикранитовый горизонт, близких аналогов которого мы не находим в Гималаях. Но все вышележащие фаунистические горизонты вполне идентичны. М. В. Баярунас сопоставил дорикранитовый горизонт с отоцерасовыми слоями Гималаев, т. е. отнес их к самым низам нижнего триаса. К тому же в 1935 г. В. В. Мокринским в дорикранитовом горизонте был найден непосредственный представитель отоцерасовых слоев. Вопрос о возрасте дорикранитового горизонта был пересмотрен в последние годы Т. В. Астаховой (1956а, б. 1958, 1960а, б. в.) и Б. А. Корженевским (1956). Эти исследователи указывают, что совместно с фауной Doricranites были обнаружены представители родов Tirolites. Последние, по их мнению, дают возможность повысить возраст дорикранитового горизонта до верхнесейских слоев, т. е. отнести его к средним горизонтам нижнего триаса. Однако тщательные просмотры разрезов дорикранитового горизонта в хребтах Каратаушик и Западный Каратау, произведенные А. А. Шевыревым и А. Е. Шлезингером (1960), не подтвердили этой точки зрения. Послойные сборы фауны показали, что с представителями рода Doricranites и Subdoricranites, тде они образуют массовые скопления, другие рода аммонитов не встречаются. Первые же представители рода Tirolites появляются более чем на 100 м выше кровли дорикранитового горизонта. Таким

образом, если считать, что приведенные данные Т. В. Астаховой и Б. Л. Корженевского о совместном нахождении Doricranites и Tirolites и вылиотся ошибочными, непосредственно мангышлакский материал не дает основания для пересмотра возраста дорикранитового горизонта, установленного М. В. Баярунасом. Однако, если дальнейшие исследования по тратиграфии триасовых отложений докажут более высокое положение дорикранитового горизонта, чем это принимается мною, то в этом случае к триасовым отложениям необходимо будет отнести, как это делает в настоящее время Л. Д. Кипарисова (1958), частично красноцветные породы долнапинской свиты. В этом случае граница пермской и триасовой систем на Мангышлаке, так же как и в разрезе горы Богдо, пройдет внутри континентальных образований.

Верхняя часть разреза таушикской свиты (караджатыкская подсвита) в хребте Каратаушик состоит в основном из тонкослоистых буровато-палевых песчаников, образующих тесное переслаивание с глинисто-мергелистыми светло-серыми сланцами. Песчаники хорошо листоваты и легко расщепляются на тонкие плиты. В верхних горизонтах песчаники приобретают более темно-бурую окраску, здесь констатированы небольшие пропластки известковистого песчаника с неясными узловатыми образованиями на поверхности. Последние представляют собой, по-видимому, сильно измененные ядра пелеципод. Обнаруженная в отложениях караджатыкской подсвиты фауна пелеципод и редкие аммониты позволяют отнести ее к верхней части нижнего триаса (Астахова, 1958, 1960а). Мощность отложений караджатыкской подсвиты достигает 450 м. Общая мощность таушикской свиты в хребте Каратаушик равна 900 м.

В пределах хребта Западный Каратау породы нижнего триаса в нижних горизонтах представлены зеленовато-серыми глинистыми сланцами, тонколистоватыми, мергелистыми, с прослоями серых песчаников и известняков (см. фиг. 6). Мощность последних достигает 2—3 м. Контакт с нижележащими породами долнапинской свиты, как и на Каратаушике, довольно резкий, но без видимых следов перерыва и несогласия. Вверх по разрезу количество прослоев песчаников постепенно увеличивается и они начинают занимать доминирующее положение. В этом же направлении увеличивается грубозернистость песчаников, они становятся более толстослоистыми, на плоскостях наслоения появляются волноприбойные знаки. В самых верхних горизонтах песчаниковой толщи прослеживается несколько прослоев конгломератов. Мощность пород таушикской свиты по южному склону хребта Западный Каратау достигает 1250 м, по северному — сокращается до 1000 м. Фауна приурочена в основном к прослоям известняков. На Западном Каратау, как и на Каратаушике, удается выделить несколько аммонитовых горизонтов, повторяющих разрез Каратаушика. В восточном направлении количество находок окаменелостей резко сокращается, и на восточном окончании Западного Каратау фаунистически охарактеризован только самый нижний дорикранитовый горизонт.

В разрезе горы Карашек на темно-красных песчаниках долнапинской свиты, по данным Е. О. Головачевой, залегают серые и темно-серые известняки мощностью до 1,5 м, переслаивающиеся с зеленовато-серыми песчаниками. Выше идет толща глинистых сланцев, зеленовато-серых, тонко-рассланцованных, с прослоями зеленовато-серых алевролитов. В верхних частях сланцевой толщи появляются до 3 м мощности прослои песчаников с волноприбойными знаками. В песчаниках и алевролитах обнаруживаются пелециподы. Мощность описываемой толщи глинистых сланцев достигает здесь 800 м.

Выше, как отмечает Е. О. Головачева, в разрезе горы Карашек залегает толща палево-серых и бурых песчаников, массивных, с волноприбойными знаками, с редкими раковинами пелеципод. Мощность толщи песчаников составляет 800 м. В сланцевой и песчаниковой толщах, по данным

Е. О. Головачевой и В. В. Мокринского, обнаружен комплекс пелеципод, весьма близкий к комплексу, собранному в пределах хребтов Западный Каратау и Каратаушик из отложений таушикской свиты. Таким образом, рассматриваемые отложения хребта Карашек можно отнести к нижнему триасу и считать их аналогами таушикской свиты хребтов Каратау. В целом разрез нижнетриасовых отложений горы Карашек хорошо увязывается с разрезами хребта Каратаушик. Здесь также можно выделить аналоги тарталинской и караджатыкской подсвит, отнеся к ним соответственно толщи глинистых сланцев и песчаников. Общая мощность отложений нижнего триаса на горе Карашек составляет 1600 м.

В подножье восточного склона горы Кичик-Карашек узкой полоской обнажаются алевролиты серовато-зеленые, тонколистоватые, перемежающиеся с аргиллитами. Часто отложения окрашены в коричневые тона. Описываемые породы, по-видимому, по разлому соприкасаются с буровато-красными песчаниками долнапинской свиты и в свою очередь несогласно перекрываются отложениями юры. В этих породах в 1957 г. В. М. Власовым найдены нижнетриасовые аммониты. Видимая мощность отложений нижнего триаса в пределах горы Кичик-Карашек, вероятно, не выходит за пределы 100 м.

В пределах горы Кугусем, по данным Е. О. Головачевой, на породах долнапинской свиты залегает толща слабослоистых табачно-зеленых песчаников. В верхней части толщи песчаников наблюдается пачка мощностью до 10—15 м темно-серых глин с прослоями зеленовато-серых и серых песчанистых известняков. Видимая мощность толщи составляет 100 м. В прослоях известняков верхней толщи пород горы Кугусем обнаружены аммониты дорикранитового горизонта, позволяющие отнести эти отложения к нижнему триасу и сопоставить их с нижней частью разреза таушикской свиты хребтов Западный Каратау и Каратаушик.

В пределах Беке-Башкудукской антиклинальной зоны, в районе колодца Карасязь, скважиной на глубине около 500 м вскрыты зеленовато-серые плотные глинистые сланцы, серицитово-хлоритовые, местами карбонатные, литологически очень близкие к нижним торизонтам таушикской свиты разрезов Каратау и Карашека. Пройденная их мощность не выходит здесь за пределы первых десятков метров.

В разрезах гор Кунабай и Карамая выше толщи буровато-фиолетовых песчаников долнапинской свиты идут песчаники и глинистые сланцы буровато-фиолетовых и зеленовато-серых тонов, образующих чередование пачек мощностью в несколько десятков метров. Переход их к нижележащим породам долнапинской свиты очень постепенный. По-видимому, эта толща зеленовато-серых и буровато-фиолетовых песчаников и сланцев является континентальными аналогами морских фаунистически охарактеризованных зеленоцветных пород нижнего триаса. Это сопоставление подтверждается и суммарной мощностью каратауских пород разреза горы Кунабай, которая составляет там около 2000 м, тогда как максимальная известная мощность долнапинской свиты достигает 1000 м. Следовательно, по мощностям верхние горизонты каратауского разреза на горе Кунабай также скорее должны относиться к нижнему триасу. Сохранившаяся мощность пород, условно относимых к нижнему триасу на Кунабае, составляет 1000 м, а на Карамае — 300—400 м.

В восточной части Мангышлакской системы дислокаций, в пределах Центрального Устюрта, на Шахпахтинской антиклинали под породами нижней юры на глубине около 2592 м в разведочной скважине 1 были обнаружены песчаники зеленовато-серые, с голубоватым оттенком, плотные, мелкозернистые, местами сильно- и слабоизвестковистые, перемежающиеся с зеленовато-серыми и буровато-красными аргиллитами и реже известковистыми алевролитами. Вскрытые породы очень похожи на описанные выше отложения верхней части разреза каратауского комплекса

горы Карамая. Это дает основание условно отнести описываемые породы Шахпахтинской антиклинали к нижнему триасу. Не противоречит этому заключению и спорово-пыльцевой комплекс, полученный из аргиллитов в интервале 2696—2701 м, который, по данным О. П. Ярошенко, характерен для нижнетриасовых слоев. Вскрытая мощность пород, условно относимых к нижнему триасу, на Шахпахтинской антиклинали по скв. 1 составляет 114 м.

На п-ове Бузачи породы каратауского комплекса вскрыты на Кызанской антиклинали четырьмя скважинами непосредственно под отложениями средней юры. В наиболее глубокой скв. Г-3 описываемые породы пройтены в интервале 1350—2261 м, причем скважина из них не вышла. Они представлены, по данным В. С. Князева, П. В. Флоренского (Князев и Флоренский, 1962; Геологические условия...., 1963), Б. К. Прошлякова и Ю. М. Васильева (1960), глинистыми алевролитами и аргиллитами буровато-красной окраски, с прослоями в несколько десятков метров серого песчаника. Реже алевролиты и аргиллиты окрашены в зеленовато-серые тона. Аргиллиты известковистые, иногда с известковистыми журавчиками. Песчаники и алевролиты мелкозернистые и среднезернистые, граувакковые, хорошо отсортированные, с кальцитовым, пленочным хлоритовым и гидрослюдистым цементом. По своему литологическому составу описываемые породы очень близки к рассмотренным выше разрезам нижнего триаса гор Кунабай и Карамая. В. С. Князев и П. В. Флоренский (1962) указывают также на резкое преобладание среди обломков известковистых частиц, что характерно, по их мнению, для триасовых отложений Горного Мангышлака. Однако степень метаморфизма, уплотненность и дислоцированность рассматриваемых пород значительно ниже, чем в одновозрастных образованиях хребтов Каратау. По данным Б. К. Прошлякова и Ю. М. Васильева (1960), пестроцветные породы Кызанской антиклинали п-ова Бузачи, условно относимые к нижнему триасу, занимают промежуточное положение между триасовыми породами хребтов Каратау п-ова Мангышлак и более рыхлыми триасовыми отложениями Прикаспийской синеклизы. Вскрытая мощность пород нижнего триаса в районе Кызанской антиклинали составляет 891 м.

Карадуанская (конгломератовая) свита. Отложения карадуанской свиты распространены узкими полосами в пределах хребтов Западный Каратау, Каратаушик и горы Карашек. С подстилающими породами таушикской свиты она связана постепенным переходом. Породы карадуанской свиты представлены крупнозернистыми песчаниками, перемежающимися с алевролитами и глинистыми сланцами, причем последние в разрезе явно преобладают. Для всей свиты характерна яркая вишневокрасная окраска, чередующаяся в меньшей степени с зеленой и зеленовато-серой. По всей толщине отмечается большое количество прослоев внутриформационных конгломератов. Галька конгломерата состоит из тех же песчано-глинистых пород, слегка округлена по краям и по размеру не превышает 3-4 см (обычно ее размер колеблется в пределах 0.3-1 см). Мощность прослоев конгломерата изменяется от 0,5-1,5 до 3-4 м. В самых верхних частях разреза карадуанской свиты преобладают серые и зеленовато-серые песчаники с прослоями конгломерата. В разрезе горы Карашек карадуанская свита слагается красно-бурыми песчаниками, реже глинистыми сланцами. Ее верхние горизонты здесь приведены в соприкосновение с известняками акмышской свиты верхнего триаса по плоскости разрывного нарушения. Нижнюю границу карадуанской свиты с породами таушикской свиты следует проводить по появлению красноцветных пород. Мощность карадуанской свиты на Каратаушике достигает 250 м, на Западном Каратау по северному склону — 330 м, а по южному склону она сокращается до 200 м. В разрезе горы Карашек она также не превышает 200 м.

Отложения карадуанской свиты не содержат органических остатков, за исключением редко встречающихся хвощей триасового облика (Корженевский, 1956). По стратиграфическому положению между таушикской свитой, верхняя часть которой относится к верхним горизонтам нижнего триаса, и акмышской свитой верхнего триаса карадуанская свита может быть отнесена к среднему триасу.

Восточно каратауская серия. В разрезах хребта Восточный Каратау выше массивных серых песчаников отпанской свиты перми каратауский комплекс пород вплоть до отложений акмышской свиты резко отличается от разрезов хребтов Западный Каратау и Каратаушик. Полное отсутствие фаунистических горизонтов и пестрота литологического состава пород весьма затрудняют здесь расчленение разреза, аналогичное произведенному в Западном Каратау и Каратаушике. В настоящее время можно выделить в средней части каратауского комплекса Восточного Каратау серию пород, охватывающую разрез от кровли отпанской до подошвы акмышской свиты, названную восточнокаратауской. Последняя по литологии составляющих ее комплексов пород разделяется на ряд толщ, которые трудно сопоставить со свитами Западного Каратау и Каратаушика.

Толща «а» распространена на крыльях Бесчокинской антиклинали. Представлена песчаниками фиолетовыми, полосчатыми, с редкими прослоями зеленовато-серых алевролитов. Вверх по разрезу происходит постепенное сгущение фиолетовой окраски. Нижняя граница проводится по появлению фиолетовых песчаников. Мощность толщи 760 м.

Толща «б» прослеживается на крыльях Бесчокинской антиклинали. Выделяется по появлению массивных зеленовато-серых песчаников и алевролитов среди фиолетовых и серовато-фиолетовых разностей (последние составляют основную массу разреза). Выше идут однородные светлофиолетовые сильно рассланцованные песчаники. В самых верхах пачки появляются вновь в подчиненном количестве зеленовато-серые песчаники. Мощность толщи достигает 1030 м.

Толща «в» выделена на крыльях и на периклинали Бесчокинской антиклинали. Она является как бы маркирующим горизонтом восточно-каратауской серии. Представлена зеленовато-серыми и зелеными алевролитами с прослоями тонкозернистого песчаника. Резко выделяется в обнажениях и легко отделяется как от нижележащих, так и от вышележащих слоев. На восточном окончании хребта появляется несколько маломощных прослоев фиолетового песчаника. Мощность толщи 200 м.

Толща «г» прослеживается на северном крыле и на периклинали Бесчокинской антиклинали и слагает свод Казылтамской антиклинали. В районе кладбища Бес-Кемпир толща представлена зеленовато-серыми и фиолетово-серыми песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов. Песчаники часто приобретают полосчатость. Нижняя граница толщи проводится по появлению прослоев фиолетово-серых песчаников. В верхней части толщи преобладают почти однородные зеленовато-серые алевролиты. С запада на восток происходит постепенное погрубение осадков и изменение окраски. Уже в разрезе южнее горы Бесчоку толща «г» состоит из перемежающихся между собой зеленовато-серых и фиолетовых песчаников, причем последние явно преобладают. Мощность толщи 1650 м.

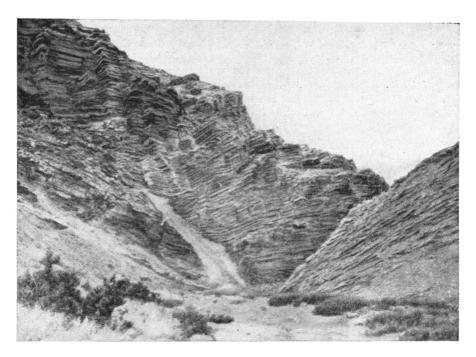
Толща «д» прослеживается в центральной и западной частях хребта. Выделяется по появлению вишнево-красных сланцев и серых с фиолетовым оттенком песчаников. В сланцах отмечается рассеянная галька тех же красноцветных пород. В верхней части толщи появляются мощные прослои массивных песчаников, к которым приурочены прослои мелкогалечных конгломератов и гравелитов. У западного окончания хребта Восточного Каратау в самой верхней части описываемой толщи наблюдается несогласное налегание пласта песчаника на размытую неровную поверхность подстилающих слоев глинистых сланцев. Это несогласие по прости-

ранию на расстоянии нескольких десятков метров перестает прослеживаться. Мощность толщи 400 м. Общая мощность восточнокаратауской серии достигает 4040 м.

Несколько по-иному трактуют разрез каратауских пород Восточного Каратау Т. В. Астахова, Б. А. Корженевский и С. С. Кузнецов. Они считают, что отложения нижнего и среднего триаса здесь отсутствуют, и породы акмышской свиты ложатся непосредственно на размытую поверхность отложений долнапинской свиты перми, т. е. они предполагают, что породы восточнокаратауской серии целиком относятся к перми. Ошибочность этой точки зрения подробно разобрана автором в специальной статье (1959). В более поздних работах Т. В. Астаховой (1962) и В. Н. Винюкова (19636) не приведены никакие новые аргументы в пользу отсутствия пород нижнего и среднего триаса в разрезе Восточного Каратау.

Акмышская свита. Верхняя часть каратауского комплекса состоит из слоистых известково-сланцевых пород, значительно отличающихся от нижележащих отложений. По последовательности в напластовании эта часть разреза имеет явно цикличное строение. В нижней части лежит толща известняков, выше следует терригенная толща, затем снова наблюдается известняковая толща, которая кверху вновь сменяется терригенной толщей. В. В. Мокринским (1952) в этой части разреза выделялось две свиты — антраконитовая и азмергенская. К антраконитовой свите отнесены нижняя толща известняков и часть терригенной толщи, к азмергенской свите он относит только терригенные отложения. Верхнюю известняковую толщу В. В. Мокринский параллелизовал с нижней; он ограничил их распространение на геологической карте разрывными нарушениями. В настоящее время можно считать доказанным, что верхняя известняковая толща залегает нормально в разрезе. Исходя из общей однородности этой части разреза каратауского комплекса и резкого отличия ее от пород средней части каратауского комплекса, более целесообразно рассматриваемые отложения выделить в единую акмышскую свиту (Шлезингер, 1959). Цикличность разреза позволяет произвести разделение акмышской свиты на две подсвиты: нижнюю, включающую в себя нижние толщи известняков и терригенных отложений, и верхнюю, включающую верхние толщи известняков и терригенных пород. Примерно так же характеризуется разрез верхней части каратауского комплекса пород и в работе Т. В. Астаховой и других (1959). Однако отложения нижней акмышской подсвиты они выделяют под названием акмышской свиты, а породам верхней акмышской подсвиты по их схеме отвечает торышская свита.

Нижняя граница рассматриваемых пород с подстилающими отложениями карадуанской свиты разными исследователями трактуется неодинаково. В работах С. Н. Алексейчика (1941), Л. Д. Кипарисовой (1958), В. В. Мокринского (1952) и А. Е. Шлезингера (1959) указывается на отсутствие перерыва между этими свитами. Напротив, в статьях Т. В. Астаховой (1960а, 1962), Т. В. Астаховой и других (1959), В. Н. Винюкова (19636), Б. Ф. Дьякова (1957, 1959), Б. А. Корженевского (1956, 1958) отмечается перерыв в осадконакоплении и угловое несогласие на границе карадуанской и акмышской свит. В 1960—1962 гг. автор провел специальные просмотры контактов этих свит, убедившие его в отсутствии какихлибо даже косвенных признаков перерывов, не говоря уже об угловых несогласиях. Только на северном склоне хребта Западный Каратау в разрезах Акмышсая наблюдается резкое несогласное налегание верхней части пород акмышской свиты на различные горизонты таушикской, карадуанской и нижние горизонты акмышской свиты, вызванное существованием здесь пологого надвига, описание которого будет дано ниже. Ошибочное интерпретирование этого разреза В. Н. Винюковым (19636) и Б. Ф. Дьяковым (1957, 1959, 1963) привело к расчленению рассматриваемой части разреза каратауского комплекса пород на карасайскую свиту (поднадви-



Фиг. 7. Обнажение глинистых сланцев акмышской свиты по северному склону Западного Каратау. По Н. И. Андрусову (1915)

говые слои акмышской свиты) и собственно акмышскую (торышско-акмышскую, по В. Н. Винюкову) свиту, к которой они относили слои, располагающиеся выше надвига. Самую верхнюю часть разреза Б. Ф. Дьяков, как и В. В. Мокринский, называет азмергенской свитой.

Отложения нижней акмышской подсвиты имеют широкое распространение в пределах хребтов Каратау (фиг. 7), где ими сложены центральные части синклинальных складок. Выше карадуанской свиты, резко выделяясь по составу пород, залегает мощная толща известняков. Последняя состоит из чередования пластов темно-серого и черного известняка, плотного, содержащего в изобилии мелкую перемятую массу раздробленных двустворчатых раковин. Известняки разделены маломощными прослоями зеленовато-серых и темно-серых глинистых сланцев и зеленовато-серых песчаников. Последние то более, то менее плотны и обычно рассланцованы. На Каратаушике в нижней части нижней акмышской подсвиты мощность пластов известняка колеблется в пределах 0,1— 2,2 м. Выше мощность пластов известняков значительно возрастает до 5-8 м. На Западном Каратау по южному крылу Шетпинской синклинали в верхней части толщи известняков прослеживается горизонт с радужной окраской пород. Их петрографическое изучение показало, что они представляют собой туфы (Флоренский, 1964). Аналогичный пласт туфов был обнаружен П. В. Флоренским (1964) в разрезах хребта Восточный Каратау. Мощность пласта туфов изменяется от 1 м на Восточном Каратау до 0,5 м на Западном Каратау.

В разрезах хребта Каратаушик Ю. А. Петрокович (1937) в нижней части пород нижней акмышской подсвиты отмечает фосфоритизированные слои, в которых содержание  $P_2O_5$  достигает 15%. Характерной особенностью слоев, содержащих фосфор, является их светлая окраска. Вверх по разрезу вместе с исчезновением фосфоритизации породы приобретают обычный темно-серый или зеленовато-серый цвет. Контакт нижней акмышской подсвиты с породами карадуанской свиты очень резкий, но без

видимых следов несогласия. Границу следует проводить по первому появлению черных известняков, причем на Восточном Каратау в зоне контакта свит прослеживается мощный пласт бурого железняка до 8 м мощности. В нижних пластах известняков близ контакта отмечаются мелкие конкреционные стяжения того же черного известняка. Мощность толщи известняков на Каратаушике достигает 400 м, на Западном Каратау — 300—350 м, на Восточном Каратау — 70—100 м.

Вверх по разрезу нижней акмышской подсвиты количество прослоев глинистых сланцев и песчаников увеличивается и известняковая толща постепенно переходит в терригенную. Терригенная толща состоит в основном из темно-серых до черных аспидных сланцев, перемежающихся с мягкими зеленовато-серыми, тонколистоватыми алевролитами. Аспидные сланцы при выветривании приобретают характерную грифельную отдельность. По всему разрезу этой толщи отмечается значительное число прослоев песчаника, реже наблюдаются тонкие пласты известняка. Мощность терригенной толщи по хребтам Каратаушик и Западный Каратау составляет около 1000 м, на Восточном Каратау — 1500 м. Таким образом, полная мощность нижней подсвиты по хребту Восточный Каратау (Аусарская синклиналь) достигает 1600 м, на Западном Каратау и Каратаушике она сокращается до 1400 м, причем на хребте Каратаушик верхние горизонты уничтожены эрозионным срезом.

Отложения верхней акмышской подсвиты встречены лишь на северо-западном окончании хребта Восточный Каратау близ поселка Аусар и по северному склону хребта Западный Каратау близ родника Торыш, где они слагают наиболее погруженные части синклинальных складок. На хребте Восточный Каратау нижняя часть подсвиты состоит из серых и темно-серых известняков с прослоями черных аспидных сланцев и аргиллитов. В известняках встречена сильно измененная фауна пелеципод. Мощность толщи известняков составляет 50—70 м. Выше идет толща, состоящая из темно-серых и черных аспидных сланцев, перемежающихся с серыми песчаниками. В самых верхах преобладают зеленовато-серые, относительно мягкие алевролиты. Повсеместно наблюдаются редкие маломощные прослои известняков с плохо сохранившейся фауной пелеципод.

Для пород нижней и верхней акмышских подсвит характерно повсеместное присутствие рассеянного углистого материала. Мощность терригенной толщи достигает 1170 м. Общая сохранившаяся мощность верхней акмышской подсвиты по хребту Восточный Каратау составляет 1240 м.

На хребте Западный Каратау отложения верхней акмышской подсвиты начинаются толщей черных известняков с плохо сохранившейся фауной пелеципод и с прослоями темно-серых песчаников и глинистых сланцев. Мощность толщи достигает 100 м. Выше следует толща темно-серых глинистых сланцев с прослоями зеленовато-серых песчаников и черных известняков с деформированными створками пелеципод. Максимальная мощность толщи — 200 м. Таким образом, максимальная сохранившаяся мощность верхней акмышской подсвиты на хребте Западный Каратау составляет 300 м. Возраст акмышской свиты определялся по фауне пелеципод первоначально не точнее верхов среднего или низов верхнего триаса (Кипарисова, 1947; Мокринский, 1952). В работах Т. В. Астаховой, Б. А. Корженевского, С. С. Кузнецова (Астахова и др., 1959) и Л. Д. Кипарисовой (1958) отложения акмышской свиты отнесены только к низам верхнего триаса.

На юго-востоке Мангышлака отложения акмышской свиты прослеживаются в сводовой части Тумгачинской антиклинали по ряду мелких выходов, а также по южному склону горы Карашек, где они по разрывному нарушению граничат с отложениями нижнего и среднего триаса. В сводовой части Тумгачинской антиклинали отложения акмышской свиты обнажаются в подножии юго-западного склона горы Жанааулие и в двух

пунктах к югу от нее. К юго-востоку от горы Кунабай в урочище Белясень И. С. Плещеевым (Плещеев и др., 1961) обнаружены еще две небольшие останцовые высотки, сложенные породами акмышской свиты. Все эти выходы пород акмышской свиты имеют незначительную площадь распространения и в большинстве случаев соприкасаются с юрскими и меловыми отложениями по разрывам. Представлены отложения акмышской свиты здесь, как и на хребтах Каратау, преимущественно черными известняками, массивными, с сильно деформированными и не поддающимися определениям раковинами пелеципод, с прослоями темно-серых, глинистых сланцев и серых песчаников. На горе Карашек известняки издают запах сероводорода. У подножия горы Жанааулие и к югу от нее наблюдаются черные аспидные сланцы с характерным раковистым изломом и серые песчаники. В урочище Белясень в отложениях акмышской свиты П. В. Флоренским (1964) обнаружен пласт основного эффузива. Во всех выходах рассматриваемые отложения сильно выветрелые, за счет чего отдельные пласты приобретают фиолетовую, лиловую и буроватую окраску. Сильное выветривание пород обусловлено значительной раздробленностью этих отложений тектоническими трещинами. Видимая мощность пород акмышской свиты на горе Карашек и в урочище Белясень не превышает 100 м; в районе горы Жанааулие она составляет первые десятки метров.

В последние годы в крайней западной части Мангышлака на п-ове Тюб-Караган, на Тюбеджикской и Кусайникской антиклиналях отложения акмышской свиты вскрыты несколькими скважинами непосредственно под породами средней юры, соответственно на глубинах около 800 и 1300 м. Представлены они, как и в обнаженной части Мангышлака, темно-серыми глинисто-известковистыми сланцами и известняками, обогащенными глинистым материалом. К какой части разреза акмышской свиты (нижней или верхней подсвиты) они относятся, в настоящее время остается неясным. Наибольшая вскрытая мощность пород акмышской свиты здесь зафиксирована в скв. Г-1 на Тюбеджикской антиклинали, где она составляет около 500 м.

Приведенный материал показывает, что общая вскрытая мощность пород верхнего структурного яруса складчатого фундамента достигает максимальной величины 8300 м в разрезе хребта Восточный Каратау.

Характерной чертой каратауского комплекса является присутствие во всех его свитах медистых песчаников, которые наиболее часто встречаются в отложениях долнапинской свиты (Домарев, 1938, 1948; Хайрутдинов, 1954). Породы каратауского комплекса несут повсеместные следы регионального метаморфизма 1. Глинистые осадки превращены в сланцы, а карбонатные породы местами мраморизованы. В песчаниках и глинистых сланцах наблюдается хлоритизация.

Доюрская кора выветривания. Древняя кора выветривания наблюдается почти повсеместно на породах каратауского комплекса в подножиях хребтов в зонах контакта с вышележащими отложениями юры. Выветривание, по данным А. Г. Черняховского, сопровождалось обелением и каолинизацией выветривающихся пород. При этом совершенно отчетливо фиксируется вынос из коры выветривания кремнекислоты и железа. Распад хлоритов и переход их в каолинит, несомненно, сопровождается накоплением Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и выносом SiO<sub>2</sub>, MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Описываемые выветрелые породы сохраняют структуру подстилающих невыветрелых отложений каратауского комплекса. Мощность коры выветривания достигает 20—30 м. Поскольку кора выветривания развилась на пенепленизированной поверхности пород, испытавших складчатость не раньше верхнего

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Представление М. М. Варенцова и А. И. Левенко (1963) о приуроченности зон повышенного метаморфизма к разломам нашими наблюдениями не подтверждается.

триаса, а осадочные отложения нижней юры тесно связаны с корой выветривания, представляя ее переотложенную фацию, можно считать, что период формирования древнего элювия падает в основном на конец верхнетриасового — начало нижнеюрского времени.

\* \* \*

Имеющийся материал по каратаускому комплексу пород позволяет наметить лишь в самых общих чертах его фациальные изменения главным образом по простиранию Мангышлакской системы дислокаций. В этом же направлении можно проследить изменение мощности некоторых свит. С запада на восток от разрезов хребта Каратаушик до горы Карамая и скважин Центрального Устюрта наблюдается общее погрубение пород. слагающих каратауский комплекс. Фациальное изменение пород биркутской свиты практически невозможно отметить, так как они обнаружены только в пределах Западного Каратау. Породы отпанской свиты на Восточном Каратау по сравнению с Западным становятся более массивными, а составляющие их зерна увеличиваются в размерах. Здесь же песчаники приобретают косую слоистость. В этом же направлении наблюдается некоторое увеличение и мощностей составляющих ее пород. На горе Карамая вскрывается лишь незначительная часть отложений отпанской свиты, вследствие чего этот разрез не может быть сопоставлен с районами хребтов Каратау. Еще большее погрубение материала в восточном направлении отмечается при анализе разрезов отложений долнапинской свиты. В обнажениях Восточного Мангышлака в ее составе почти исчезают аргиллиты и глинистые сланцы, а песчаники слагаются из значительно более грубого материала. Таким образом, приведенный материал не подтверждает представлений В. В. Мокринского (1952) об уменьшении грубости материала пород, слагающих пермскую часть разреза каратауского комплекса, в восточном направлении 1. Напротив, в этом направлении наблюдается погрубение материала пород отпанской и особенно долнапинской свит. Изучение Д. Х. Хайрутдиновым (1962) знаков ряби в породах отпанской свиты показало, что движение вод шло с востока на запад. Это является подтверждением намеченной закономерности фациальной изменчивости пермских пород.

Еще значительно более резкое фациальное изменение наблюдается в породах нижнего триаса. На западе в разрезах хребта Каратаушик он представлен типичными морскими осадками с богатой фауной аммонитов и пелеципод. Постепенно к востоку слои пород, содержащие ископаемую морскую фауну, выклиниваются, и на восточном окончании Западного Каратау прослеживается один только дорикранитовый горизонт. Между Западным и Восточным Каратау отмечается резкое изменение облика нижнетриасовых осадков, и в разрезах последнего прослеживаются исключительно пестроцветные породы. Таким образом, на Восточном Каратау морские зеленоцветные песчано-глинистые осадки с прослоями известняков замещаются преимущественно континентальными пестроцветными образованиями восточнокаратауской серии, лишенными морской фауны и пластов известняков. Морские нижнетриасовые осадки вновь появляются к юго-востоку в горах Карашек и Кугусем. Однако здесь они имеют значительно более мелководный облик. В непосредственной близости

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Основной причиной опибочности этого вывода является отнесение В. В. Мокринским красно-бурых песчаников горы Бюлуктау (южный склон Каратаушика) к отпанской свите — на самом деле эти породы представляют типичные отложения долнапинской свиты. Вследствие этого им при фациальном анализе сопоставлялись разновозрастные осадки, причем породы отпанской свиты даже Восточного Каратау имеют действительно значительно более тонкий материал, чем отложения долнапинской свиты хребта Каратаушик.

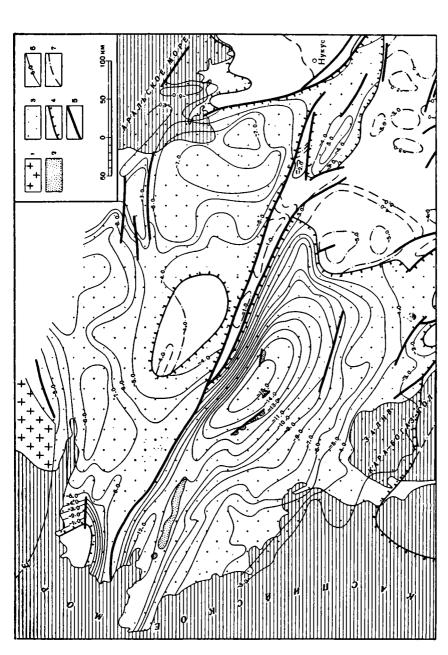
с этими морскими осадками нижнего триаса здесь (Кунабай и Карамая) развиты одновозрастные образования в фациях, близких к восточнокаратауской серии Восточного Каратау. Очень близкие к восточнокаратауской серии осадки накапливались, по-видимому, к северу от Мангышлакской системы дислокаций на п-ове Бузачи. Одновременно с изменением фациального состава пород нижнего триаса наблюдается в этом же направлении увеличение его мощности. Так, если в разрезе хребта Каратаушик мощность нижнетриасовых осадков составляет 900 м, то на Западном Каратау она увеличивается до 1250 м, а на Карашеке — до 1600 м. Увеличивается и мощность восточнокаратауской серии пород Восточного Каратау — до 4040 м, по сравнению с суммарной мощностью отложений долнапинской, таушикской и карадуанской свит Западного Каратау, которая не превышает 2500 м. Изменения фаций и мощностей в отложениях карадуанской и акмышской свит практически не установлены.

Нижняя часть каратауского комплекса пород (биркутская и отпанская свиты) слагается преимущественно сероцветными, часто косослоистыми полимиктовыми песчаниками и аргиллитами. Характерной особенностью их строения является быстрое выклинивание разных по литологическому составу слоев по простиранию и наличие медистых песчаников. Эта часть разреза формационно может быть отнесена к континентальной сероцветной молассе. Вверх по разрезу последняя сменяется преимущественно красноцветными песчаниками и глинистыми сланцами полимиктового состава с характерными линзами и пластами внутриформационных конгломератов, волноприбойными знаками и обилием медистых песчаников. Характерной особенностью строения этой части разреза является быстрое выклинивание по простиранию слоев разного литологического состава. Этот набор пород встречается в отложениях долнапинской и карадуанской свит и характерен для красноцветной молассы. Между красноцветными молассами долнанинской и карадуанской свит вклиниваются морские, преимущественно зеленоцветные глинистые сланцы и алевролиты тарталинской подсвиты с прослоями известняков и богатой фауной аммонитов, которые могут быть отнесены к зеленоцветной алевролитово-сланцевой формации. Выше зеленоцветной алевролитово-сланцевой формации идут морские буровато-палевые песчаники караджатыкской полсвиты с характерным полимиктовым составом, быстро сменяющиеся по простиранию слоями разного литологического состава с характерной морской фаупой и медистыми песчаниками. Эту часть разреза следует относить к морской молассе. По простиранию Мангышлакской системы дислокаций зеленоцветная алевролитово-сланцевая и морская молассовая формации переходят в преимущественно красноцветную молассу. По-видимому, такое же замещение происходит и вкрест простирания Мангышлакской системы дислокаций. И в пределах Северобузачинского поднятия, Североустюртского прогиба и синклинальной зоны «бессточных» впадин триасовые слои, вероятно, слагаются исключительно красноцветной молассой. Верхняя часть каратауского комплекса пород (акмышская свита), сложенная преимущественно черными известняками и сланцами, может быть выделена под названием антраконитовой формации. В. В. Мокринский (1952) под этим названием выделяет нижнюю часть разреза акмышской свиты. Антраконит означает черный кальцит (иногда известняк или доломит), окрашенный примесью углистых или битуминозных веществ, т. е. антраконит является основной характерной чертой пород акмышской свиты. Поэтому термин «антраконитовая формация» наиболее полно передает особенности этого комплекса пород. Таким образом, в строении верхнего структурного яруса складчатого фундамента принимают участие сероцветная, красноцветная и морская молассы, зеленоцветная алевролитово-сланцевая и антраконитовая формации.

Непосредственный контакт каратауского комплекса пород с подстила-

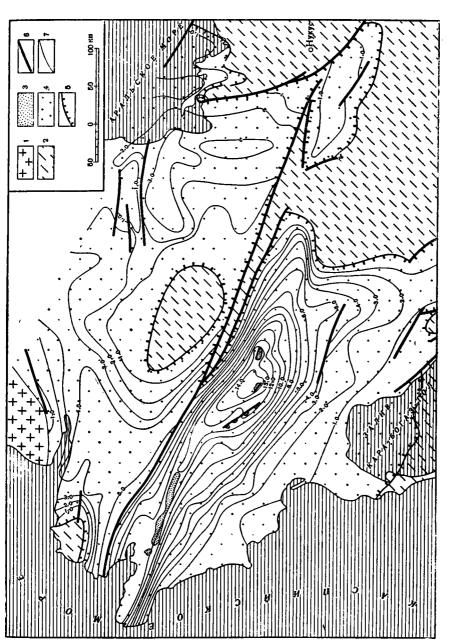
ющими отложениями нижнего структурного яруса, как уже указывалось выше, в пределах Мангышлакской системы дислокаций нигде не обнаружен. О нижних горизонтах каратауского комплекса пород, погребенных под более молодыми слоями складчатого фундамента или платформенного чехла, можно судить лишь очень ориентировочно на основании геофизических материалов. В настоящее время на четырех сейсморазведочных профилях, три из которых пересекли вкрест простирания Мангышлакскую систему дислокаций, а четвертый прошел вдоль ее южного склона, выделен преломляющий горизонт с граничными скоростями — 5000—6000 м/сек, приуроченный к поверхности пермских и триасовых слоев, и преломляющий горизонт со значительно большими граничными скоростями — до 6000— 6900 м/сек. Последний привязан по профилю, пересекшему Карабаурскую антиклиналь, к поверхности доломитов среднего палеозоя, а по профилю, идущему вдоль Карабугазских кос, -- к поверхности палеозойских магматических и метаморфических пород. Абсолютный возраст последних во всяком случае является доверхнепермским (Куприн, 1962; Куприн и Мирзаханов, 1962; Худобина, 1961). Можно считать, что горизонт с высокими граничными скоростями приурочен, скорее всего, к подошве преимущественно терригенного каратауского комплекса пород, верхняя часть которого описана выше. Под ним могут залегать, по-видимому, различные более плотные породы, но в большинстве случаев это, вероятно, метаморфизованные осадочные толщи среднего палеозоя или доверхнепермские интрузии. Таким образом, разрез складчатого фундамента Мангышлакской системы дислокаций по преломляющему сейсмическому горизонту разделяется на две серии пород. Различие граничных и пластовых скоростей прохождения упругих волн в этих сериях пород подтверждает правильность отнесения их к различным структурным ярусам складчатого фундамента, произведенное по геологическим данным. Нижняя серия пород, относящаяся к нижнему структурному ярусу, как уже указано, сложена либо сильно метаморфизованными осадочными породами среднего палеозоя, либо магматическими образованиями. Возраст последних, по данным П. Н. Куприна и М. К. Мирзаханова (1962) и Е. А. Худобиной (1961), как правило, доверхнепалеозойский (440—400 млн. лет), но иногда может быть и более молодым — донижнепермским (310-295) млн. лет). Верхний структурный ярус складчатого фундамента сложен слабометаморфизованными, в основном терригенными породами, которые в пределах изученной территории лежат на более древнем цоколе пород нижнего структурного яруса, отделяясь от них резкой границей.

В Предуральском краевом прогибе и во внутренних впадинах Тянь-Шаня формации моласс появляются со среднего карбона (Лихачев и др., 1961; Соловьева, 1955, 1963; Яншин, 1951, 1955, 1962б). Граница среднего и верхнего палеозоя там служит разделом двух основных структурных ярусов палеозойского комплекса пород. В Предкавказье породы верхнего палеозоя сложены миогеосинклинальными формациями (Дубинский, 1960, 1961а, б, 1962; Геологическая карта..., 1959; Ясенева, 1956); в них также, по данным А. И. Летавина и Н. А. Редичкина (1962), М. Ф. Мирчинка и других (1963), выделяются два резко отличных литолого-петрографических комплекса. Нижний, более метаморфизованный комплекс охватывает турнейско-нижневизейские слои, а верхний, менее метаморфизованный комплекс пород датируется верхним карбоном — нижней пермью. Таким образом, и в Предкавказье граница разных структурных ярусов складчатого фундамента падает на рубеж времени между средним и верхним палеозоем. Можно предполагать, что необнаженная часть пород верхнего структурного яруса Мангышлакской системы дислокаций, максимальная суммарная мощность которой составляет около 6 км, также охватывает по возрасту нижнюю пермь, верхний, а возможно, и средний карбон. Граница нижиего и верхнего структурных ярусов здесь также



Фиг. 8. Структурная карта по кровле пород нижнего (подошва верхнего) структурного яруса фундамента. Составили И. С. Вольвовский, Р. Г. Гарсцкий, А. Е. Шлезингер, В. И. Прайбман по материалам ВНИГНИ,

4 — линия выклинивания пород верхнего структурного яруса фундамента; 5 — разломы; 6 — изогипсы кровли нижнего (подошвы верхнего) структурного яруса; 7 — изогипсы поверхности фундамента в области отсутствия пород верхнего структурного яруса і — Русская платформа; 2 — верхнепалеозойские и триасовые породы на поверхности; 3 — то же под платформенным чехлом; ВНИГРИ и ряда производственных геологических организаций Узбекской ССР, Казахской ССР и др.



Фиг. 9. Карта равных мощностей пород верхнего структурного яруса фундамента. Составили И. С. Вольвовский, Р. Г. Гарецкий, А. Е. Шлезингер, В. И. Шрайбман 1 — Русская платформа; 2 — области отсутствия пород верхнего структурного яруса под платформенным чехлом; 3 — верхнепалеозойские и триасовые породы на поверхности; 4 — то же под платформенным чехлом; 5 — линия выклинивания пород верхне-

го структурного яруса Фундамента; 6 — разломы; 7 — линии равных мощностей

приходится на рубеж времени между средним и верхним палеозоем. В формационном отношении эти погребенные породы верхнего структурного яруса складчатого фундамента, по-видимому, близки к описанным выше отложениям каратауского комплекса, выходящим на поверхность или вскрытым скважинами.

сейсморазведочным профилям, по которым выявлена глубина залегания пород верхнего структурного яруса складчатого фундамента, можно установить корреляционную зависимость глубины залегания поверхности доверхнепалеозойского комплекса пород и мощности верхнепалеозойско-триасовых отложений с остаточными аномалиями силы тяжести (Вольвовский и др., 1965). Таким образом, по сейсморазведочным профилям и остаточному гравитационному полю можно составить схематические карты глубин залегания подошвы верхнего структурного яруса складчатого фундамента и мощностей верхнепалеозойско-триасовых отложений. Такие карты приведены на фиг. 8 и 9. Судя по ним, большая часть Мангышлакской системы дислокаций лежит в полосе глубокого прогиба, выполненного верхнепалеозойско-триасовым комплексом пород. Его максимальная мощность установлена в районе гор Карашек и Карамая, где она превышает 14 км. В западном направлении по простиранию прогиба мощность его постепенно уменьшается до 10—12 км в районе хребтов Каратау. К востоку от горы Карамая также по простиранию прогиба происходит более резкое уменьшение мощностей верхнепалеозойско-триасового комплекса пород, причем в районе Шорджинской антиклинали они выклиниваются. Вкрест простирания прогиба мощности выполняющих его пород уменьшаются значительно быстрее, чем по его простиранию они сокращаются до первых километров, причем в северном направлении значительно резче, чем в южном,

#### Глава ІІІ

## ОТЛОЖЕНИЯ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА МАНГЫШЛАКСКОЙ СИСТЕМЫ ДИСЛОКАЦИЙ

Платформенный чехол в пределах Мангышлакской системы дислокаций начинается породами юрской системы, а в окружающих прогибах — с рэтского яруса или, возможно, даже с более древних горизонтов верхнего триаса. Он слагает большую часть территории рассматриваемого региона. Отложения платформенного чехла с четко выраженным перерывом и угловым несогласием ложатся на различные горизонты пород складчатого фундамента, поверхность которого размыта и имеет неровную форму. С учетом резко 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 рэтского яруса верхнего триаса и лейасового яруса нижней юры; ко второму относятся отложения средней и верхней юры, мела, палеогена и нижнего миоцена; третий составляют породы среднего и верхнего миоцена и нижнего плиоцена; к четвертому принадлежат отложения верхнего плиоцена и четвертичной системы.

# (Рэт-лейасовый (первый) структурный ярус

Впервые на существование в пределах платформенного чехла эпипалеозойских платформ специфического комплекса пород, нижнему структурному ярусу, было обращено внимание в работах Н. С. Шатского (1951), а затем А. Л. Яншина (Яншин, 1955; Тектоническая карта..., 1957). Позднее породы этого структурного яруса Туранской плиты, возраст которых в основном определен как рэт — лейас, описаны в ряде работ (Бабаев и Федотов, 1960а; Гарецкий, 1959, 1962а, б; Дьяков, 1957, 1959; Касаткин, 1961; Кручинин, 1961; Трифонов и Черепанов, 1959; Федотов, 1960; Яншин, 1962а, в), причем Р. Г. Гарецкий выледяет эти отложения под названием чушкакульской серии. Наиболее полные сведения об отложениях рэт-лейаса для территории Туранской плиты приведены в работе Р. Г. Гарецкого, И. Б. Дальян и других (1963). В пределах Горного Мангышлака стратиграфическим аналогом их верхних горизонтов, по-видимому, являются отложения пестроцветной (кокалинской) свиты нижней юры, описанные С. Н. Алексейчиком (1941), Н. И. Андрусовым (1915), Р. И. Вяловой (1956), Р. И. Вяловой и А. И. Киричковой (1963), В. В. Мокринским (1952), А. А. Савельевым (1963), А. И. Турутановой-Кетовой (1939), или — по новой стратиграфической схеме Т. А. Ишиной (1961) и З. П. Просвиряковой (1961а. 6) породы келендинской и тонашинской свит.

Породы первого структурного яруса изучены на ограниченных площадях. Они вскрыты глубокими разведочными скважинами по южной пери-

ферии Мангышлакской системы дислокаций на Жетыбайской и Шахпахгинской антиклиналях и, возможно, в более ее внутренних зонах — в своде Беке-Башкудукской антиклинальной зоны и на Хоскудукской антиклинали. Отложения келендинской и тонашинской свит Горного Мангышлака спорадически развиты вдоль выходов каратауского комплекса пород.

На Жетыбайской антиклинали отложения первого структурного яруса вскрыты глубокой разведочной скв. Г-6. Здесь, на глубине около 2590 м под сероцветными песчаниками и глинами средней юры вскрыты аргиллиты с прослоями мелкогалечных конгломератов и гравелитов в основании. Аргиллиты темно-серые до черных, неизвестковистые, с обуглившимися растительными остатками. Отмечаются прослои песчаника серого, мелкозернистого, крепкого, слюдистого, до 1—1,5 м мощности. В интервале 2595—2600 м из описываемых пород выделен спорово-пыльцевой комплекс, который позволил сопоставить вмещающие породы с другими разрезами чушкакульской серии и отнести их к лейасу (Гарецкий, Дальян и др., 1963). Вскрытая мощность пород лейаса на Жетыбайской антиклинали 18 м.

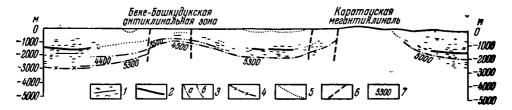
Нижнеюрские отложения условно выделяются в своде Беке-Башкудукской антиклинальной зоны Н. К. Трифоновым и другими (1959) в скв. К-40. Они представлены здесь песчаником крупнозернистым, кварцевым, с карбонатным цементом базального типа. Вскрытая мощность песчаников равна 12 м.

На Шахпахтинской антиклинали породы первого структурного яруса вскрыты скв. 1 в интервале 2460—2592 м. Они представлены здесь аргиллитами темно-серыми до черных, плотными, тонкослоистыми, слюдистыми, с редкими включениями бурого угля. Аргиллиты перемежаются с песчаниками серыми, средне- и мелкозернистыми, преимущественно кварцевополевошпатовыми, хорошо проницаемыми. Местами песчаник слоистый за счет глинистого алевролита. В породах отмечаются плохо сохранившиеся обуглившиеся растительные остатки. В описываемых отложениях был обнаружен спорово-пыльцевой комплекс, который позволяет отнести вмещающие слои (по заключению И. З. Котовой) к лейасу. Мощность отложений нижней юры на Шахпахтинской антиклинали составляет 132 м. Очень близкие породы были вскрыты на Хоскудукской антиклинали Центрального Устюрта скв. 1 в интервале 1800—1880 м. Их мощность здесь сокращается до 80 м.

Наиболее низкие горизонты платформенного чехла в пределах Горного Мангышлака обнаружены на юго-западном крыле Тумгачинской антиклинали в разрезе оврага Келенды (Ишина, 1961). Они представлены здесь глинами серыми, с прослоями песков и включениями обуглившихся растительных остатков и плохо сохранившихся отпечатков пресноводных пелеципод. Т. А. Ишина (1961) эту часть разреза выделяет под названием келендинской свиты. Возраст последней по палинологическим и палеоботаническим данным определяется лейасом (Просвирякова, 1961а, б). Мощность отложений келендинской свиты достигает 80 м.

Отложения келендинской свиты в пределах Тумгачинской антиклинали перекрываются толщей песчаников разнозернистых, чаще грубозернистых, повсеместно по разрезу отмечается галька и гравий. Последние хорошо окатаны и состоят из кварца, обломков песчаников, кварцитов, глинистых сланцев. Реже встречаются обломки кварцевых порфиров, гранит-порфиров и гранитов. На контакте песчаников с подстилающими породами келендинской свиты, по данным Т. А. Ишиной (1961), наблюдаются следы местного размыва. Мощность толщ песчаников в пределах Тумгачинской антиклинали составляет 200 м. В разрезе Тумгачинской антиклинали песчаники перекрываются глинами серыми и бурыми, слоистыми, с прослоями песков и песчаников. В южной части горы Тумгачи эти сероцветные глины, по-видимому, фациально замещаются пестропвет-

ными отложениями, которые непосредственно здесь налегают на породы каратауского комплекса. В районе хребтов Каратау и горы Карамая отложения платформенного чехла начинаются пестроцветной толщей осадков. Они развиты локально вдоль подножия Западного и Восточного Каратау и горы Карамая, где с резким угловым несогласием залегают на породах каратауского комплекса. Описываемые отложения представлены пластами глин, алевролитов, песчаников, реже песков. Вся толща окрашена в зеленовато-серые, белые, малиново-красные, светло-фиолетовые и другие тона. Глинистые породы сильно коалинизированы и хлоритизированы. В основании толщи часто наблюдается маломощный прослой конгломе-



Фиг. 10. Се́йсморазведочный профиль вкрест простирания Беке-Башкудукской антиклинальной зоны и Каратауской мегантиклинали. По А. И. Димакову (1957)

1 — отражающие горизонты и площадки; 2 — опорный отражающий горизонт (подошва неокома); 3 — преломляющие горизонты: a — приуроченный к кровле пермо-триаса; 6 — приуроченный к кровле нижней юры; 4 — горизонт «фантом»; 5 — геологическая граница; 6 — сброс; 7 — граничные скорости преломленных сейсмических волн

рата, состоящий из плохо окатанной гальки каратауских пород и кварца, быстро выклинивающийся при удалении от хребтов Каратау. К породам пестроцветной толщи приурочены маломощные прослои углей, невыдержанные по простиранию. Отложения пестроцветной толщи слагаются главным образом переотложенным материалом коры выветривания каратауских пород. Максимальная их мощность (115 м) обнаружена в разрезе горы Кокала (северный склон Восточного Каратау). Первоначально пестроцветные осадки, выделяемые под названием пестроцветной свиты, считались наиболее древними отложениями платформенного чехла Горного Мангышлака (Алексейчик, 1941; Андрусов, 1915; Мокринский, 1952; Турутанова-Кетова, 1939). Исследованиями Т. А. Ишиной 3. П. Просвиряковой (1961а, б) было убедительно доказано, что наиболее древние горизонты платформенного чехла, обнаруженные в разрезе Тумгачинской антиклинали, в других естественных выходах Горного Мангышлака отсутствуют. Пестроцветные отложения района хребтов Каратау сопоставляются с толщей глин Тумгачинской антиклинали, залегающей непосредственно над грубыми песчаниками. Т. А. Ишина (1961) эту часть разреза относит ко второму ритму осадконакопления юрского времени, выделяя ее под названием тонашинской свиты. Таким образом, отложения пестроцветной толщи слагают верхнюю часть тонашинской свиты. По палинологическим и палеоботаническим материалам они относятся к самым верхам лейаса, но могут принадлежать и к аалену (Просвирякова, 1961а, б). Мощность отложений тонашинской свиты достигает 300 м.

Материалы геофизических исследований показывают, что к югу от Мангышлакской системы дислокаций в сторону синклинальной зоны бессточных впадин мощность отложений первого структурного яруса резко возрастает. В своде Беке-Башкудукской антиклинальной зоны, по данным А. И. Димакова (1957), прослеживается преломляющий горизонт «Б», который, по-видимому, приурочен к кровле описанных выше пород нижней юры и залегает здесь на 150 м выше поверхности пермо-триаса (фиг. 10). К югу расстояние между ними увеличивается до 600 м, причем

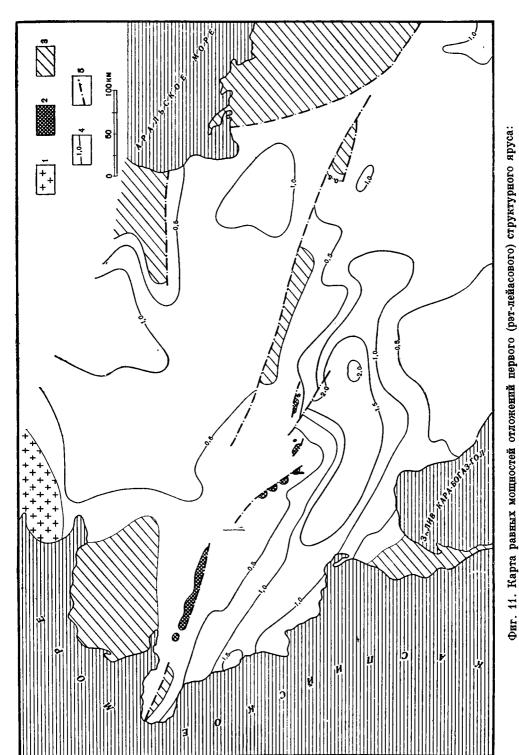
перепад мощности между этими сейсмическими горизонтами происходит в сравнительно узкой полосе южного крыла Беке-Башкудукской антиклинальной зоны. Таким образом, мощность пород первого структурного яруса от свода Беке-Башкудукской антиклинальной зоны к Жетыбайской структурной террасе увеличивается от 150 до 600 м. В пределах последней она, по-видимому, практически изменяется мало. Так, на Жетыбайской антиклинали кровля отложений нижней юры залегает на глубине около 2600 м, а поверхность складчатого фундамента, по новейшим сейсмическим материалам,— на глубине 3000—3200 м, т. е. мощность пород нижнего структурного яруса здесь также составляет 400—600 м.

В сторону осевой зоны Южномангышлакского прогиба поверхность складчатого фундамента, по данным сейсморазведки, погружается до  $5.5-6~\kappa$ м, а третий опорный отражающий горизонт, приуроченный к подошве неокома, залегает здесь на глубине около 2,5-2,7 км, т. е. мощность осадочных толщ, заключенных между этими сейсмическими горизонтами, составляет более 3000 м. Мощность отложений верхней и средней юры, по имеющимся материалам, вряд ли может превышать 1500 м. Таким образом, оставшиеся 1500 м (возможно, и несколько больше) должны относиться к первому структурному ярусу платформенного чехла. Перепад мощностей, по-видимому, здесь также происходит в сравнительно узкой зоне флексуры, ограничивающей северный борт прогиба. Преломляющий горизонт, появляющийся на южном крыле Тумгачинской антиклинали выше поверхности складчатого фундамента, вероятно, также относится к кровле пород первого структурного яруса платформенного чехла (Трифонов и Черепанов, 1959). На значительной площади Хорезмско-Измаилского прогиба непосредственно к югу от восточного окончания Мангышлакской системы дислокаций, по данным Д. П. Касаткина (1961). прослежен преломляющий горизонт, отвечающий, по-видимому, кровле пород первого структурного яруса. Мощность этих отложений достигает здесь 1,5—2 км.

Появление преломляющего горизонта, приуроченного к кровле пород первого структурного яруса платформенного чехла, показывает, что изменение плотности пород происходит вдоль этой границы. Непосредственное изучение кернового материала как в пределах рассматриваемого региона, так и в других пунктах Туранской плиты (Гарецкий, Дальян и др., 1963) показывает значительно большее уплотнение пород первого структурного яруса по сравнению с вышележащими отложениями платформенного чехла. Однако по направлению к центральной, наиболее погруженной, части синклинальной зоны бессточных впадин в связи с общим уплотнением глубоко залегающих пород платформенного чехла изменение плотности происходит без скачков, значительно плавнее. Вследствие этого здесь плотностная граница в кровле пород первого структурного яруса исчезает, и преломляющий сейсмический горизонт, приуроченный к ней, не прослеживается.

По спорово-пыльцевым комплексам и остаткам флоры возраст верхней, изученной части разреза первого структурного яруса определяется как лейас. Его большая, не обнаженная часть, как и в других районах Туранской плиты, по-видимому, принадлежит к рэтскому или даже более низким горизонтам верхнего триаса (Гарецкий, Дальян и др., 1963).

Породы нижнего структурного яруса могут быть отнесены к сероцветной аргиллитовой формации, являющейся очень характерным элементом эпипалеозойских платформ. Она распространена главным образом в прогибах, окружающих Мангышлакскую систему дислокаций, но в виде относительно маломощного покрова заходит и в ее пределы. Близ выходов каратауских пород верхняя часть сероцветной аргиллитовой формации частично замещается пестроцветной каолиново-хлоритовой формацией.



I — Русская платформа; 2 — рэг-лейасовые и более древние отложения на поверхности; 3 — области отсутствия рэг-лейасовых отложений; 4 — инии равных мощностей; 5 — разготной рагих мощностей; 5 — разломы

Последняя, по-видимому, имеет относительно незначительные площади распространения, окаймляя узким бордюром выходы каратауского ком-

плекса пород на поверхность.

Таким образом, породы первого структурного яруса в пределах Мангышлакской системы дислокаций образуют маломощный (десятки, реже первые сотни метров) покров, но в окружающие ее прогибы они через узкие зоны резких изменений градиентов мощностей переходят в многосотметровые (до полутора и более тысяч метров) толщи пород континентальной сероцветной аргиллитовой формации (фиг. 11).

### Среднеюрско-нижнемиоценовый (второй) структурный ярус

Отложения среднеюрско-нижнемиоценового структурного яруса наибольшим распространением пользуются в западной части Мангышлакской системы дислокаций. На остальной территории они менее распространены и перекрыты более молодыми горизонтами платформенного чехла; здесь рассматриваемые отложения достаточно полно изучены по материалам буровых скважин. В строении второго структурного яруса платформенного чехла принимают участие отложения средней и верхней юры, нижнего и верхнего мела, палеогена и нижнего миоцена.

### Юра

Средняя юра. Отложения средней юры рассмотрены в работах С. Н. Алексейчика (1941), Н. И. Андрусова (1915), Р. И. Вяловой (1956), Р. И. Вяловой и А. В. Дорогокупец (1963), Р. И. Вяловой и А. И. Киричковой (1963), В. И. Драгунова (1955а), М. Н. Егоровой (1952), А. П. Ильиной (1932), Т. А. Ишиной (1961), З. П. Просвиряковой (1961а, б), В. В. Мокринского (1952), А. А. Савельева (1963) и А. И. Турутановой-Кетовой (1939).

Породы средней юры выходят на поверхность в пределах Горного Мангышлака на крыльях Каратауской мегантиклинали, на Тумгачинской и Карамаиской антиклиналях и слагают свод Беке-Бшкудукской антиклинальной зоны. Кроме того, они вскрыты скважинами на п-ове Тюб-Караган — на Тюбеджикской, Кусайникской антиклиналях, на площади Каратам, на Восточном Мангышлаке (Акпанская антиклиналь), на Южномангышлакском плато — на Жетыбайской и Узеньской антиклиналях и в пределах Центрального Устюрта — на Шахпахтинской, Хоскудукской и Карабаурской антиклиналях.

Наиболее дробно отложения средней юры расчленены В. В. Мокринским (1952). Однако это подразделение, как справедливо отметил С. Н. Алексейчик (1941), с трудом можно применить только для района хребтов Каратау, с разрезами же других районов Мангышлака увязать его совершенно невозможно. Значительно более обоснованное расчленение среднеюрских пород, применимое для всей территории Горного Мангышлака, произведено в последние годы Т. А. Ишиной (1961), подтвержденное палеоботаническими и палинологическими материалами З. П. Просвиряковой (1961а, б). Эта схема принята мною.

В естественных выходах в пределах Горного Мангышлака отложения средней юры ложатся согласно на подстилающие породы нижней юры, а в случае их отсутствия— с резко выраженным перерывом и угловым несогласием на размытую выветрелую поверхность каратауского комплекса пород. В этом случае в их основании иногда прослеживаются пестроцветные песчано-глинистые породы, очень похожие на подстилающие пестроцветы тонашинской свиты, но, по данным Т. А. Ишиной (1961), несомненно, имеющие более молодой возраст. Выше следуют светло-серые

песчаники, перемежающиеся с серыми и темно-серыми глинами. Характерно наличие многочисленных прослоев и пластов угля, достигающих одного метра мощности и, как правило, плохо выдержанных по простиранию. В подошве песчаников иногда отмечаются прослои мелкогалечных конгломератов. Галька конгломератов состоит из каратауских пород и кварца. Описываемые породы, по Т. А. Ишиной (1961), образуют третий ритм в разрезе юры Мангышлака, который она выделяет под названием джарсуйской свиты. По палинологическим и палеоботаническим материалам, отложения джарсуйской свиты относятся к байосскому ярусу (Просвирякова, 1961а, б). Их мощность в пределах Горного Мангышлака изменяется от 120 до 160 м.

Верхняя часть разреза средней юры района хребтов Каратау слагается песчаниками зеленовато-серых и желтовато-серых тонов, содержащими в нижних частях невыдержанные прослои мелкогалечного конгломерата, состоящего из гальки каратауских пород и кварца. Отмечаются прослои и конкреции плотного сливного песчаника, достигающие 2—3 м. Выше следует переслаивание песков и песчаников с серыми слоистыми глинами. Углистое вещество наблюдается в виде фюзенизированных пластов растительных остатков и невыдержанных пластов угля. Вверх по разрезу количество глинистых прослоев увеличивается и они начинают преобладать в разрезе. В описываемых отложениях встречается несколько горизонтов с морской фауной. Они не имеют устойчивого стратиграфического положения, а смещаются вверх и вниз по разрезу. Эту часть разреза Т. А. Ишина (1961) относит к четвертому ритму осадконакопления юры, выделяя его под названием сарыдирменской свиты. З. П. Просвирякова (1961а, б) по спорово-пыльцевым комплексам и ископаемой флоре относит ее к батскому ярусу. Однако в нижних частях свиты была обнаружена морская фауна байосского яруса (Вялова, 1956). Поэтому сарыдирменская свита охватывает, по-видимому, верхнюю часть байосского и батский ярусы. Мощность отложений сарыдирменской свиты в районе хребтов Каратау достигает 200 м.

В ряде разрезов района хребтов Каратау, по данным Т. А. Ишиной (1961), сохранился еще один ритм осадконакопления. В нижней части он слагается пачкой песков, а в верхней — глинами серыми и темно-серыми, с горизонтальной слоистостью и отпечатками растений. В глинах отмечаются углистые прослои мощностью до 0,3 м и пласты известковистых песчаников с морской фауной. Описываемые породы выделены Т. А. Ишиной под названием кафаклинской свиты и отнесены к верхам батского яруса. Мощность пород кафаклинской свиты достигает 35 м. Максимальная мощность отложений средней юры в районе хребтов Каратау достигает 400 м. Однако она подвержена резким колебаниям как за счет отсутствия в ряде разрезов нижних ее горизонтов, так и за счет срезания вышележащими породами нижнего мела. Причем последние в некоторых случаях (северный склон Каратаушика и южный склон Западного Каратау) полностью срезают отложения средней юры и ложатся непосредственно на каратауский комплекс пород.

К востоку от Восточного Каратау верхние горизонты средней юры обнажены в ядре Огюзской антиклинали. Здесь обнаружены песчано-глинистые породы с углистыми прослоями, отвечающие, по-видимому, сарыдирменской и кафаклинской свитам. Отличительной чертой этого разреза, по данным С. Н. Алексейчика (1941), является наличие трещиноватых глинисто-известковистых конкреций, трещины которых выполнены кальцитом. Вскрытая мощность отложений средней юры здесь не выходит за пределы первой сотни метров.

На Восточном Мангышлаке в Тумгачинской, Карашекской и Карамаинской антиклиналях разрез среднеюрских отложений близок к разрезам в районах хребтов Каратау. Отличие выражается лишь в резком обеднении прослоев, содержащих ископаемую морскую фауну в верхней части разреза (сарыдирменская свита). Напротив, количество углистого материала, как рассеянного в породе, так и в виде прослоев, здесь увеличивается. Верхние горизонты средней юры в рассматриваемых разрезах срезаются отложениями нижнего мела, и породы кафаклинской свиты повсеместно отсутствуют. Максимальная мощность отложений средней юры наблюдается в северо-западной части Тумгачинской антиклинали, где она достигает 400 м. Изменение мощности отложений средней юры в разрезах Восточного Мангышлака происходит в основном за счет срезания вышележащими породами нижнего мела, что приводит в ряде мест к полному выпадению средней юры из разреза.

На Акпанской антиклинали Восточного Мангышлака скв. 9 вскрыла в интервале 1106—1207 м самые верхние горизонты средней юры. Они слагаются глинами серыми и темно-серыми, с обилием растительных остатков и углистого материала. Отмечаются прослои серых песчаников и бурых углей. Рассматриваемые породы относятся, по-видимому, к верхней части кафаклинской свиты. Вскрытая мощность здесь составляет 101 м.

В пределах Беке-Башкудукской антиклинальной зоны отложения средней юры полностью пройдены четырьмя скважинами (К-12, К-16, К-38, К-40) в наиболее приподнятой части ее свода (Карасязь-Таспаский район). В первых трех скважинах они ложатся на размытую поверхность каратауского комплекса пород, а в последней — согласно перекрывают отложения нижней юры. Представлены они в нижней части глинами серыми и темно-серыми, песчанистыми, с прослоями песчаников и глин, сильно обогащенных углистым материалом. Эта часть разреза, вероятно, отвечает джарсуйской свите района хребтов Каратау. Ее мощность достигает 360 м.

Выше по скважинам и естественным обнажениям идут песчаники серые, плотные, с прослоями темно-серых глин. Вверх по разрезу количество прослоев глин увеличивается и они начинают преобладать. Венчаются отложения средней юры в Карасязь-Таспаском районе песками серыми, косослоистыми, с остатками стволов деревьев, которые, по данным В. И. Драгунова (1955а), имеют речное происхождение. В отличие от района хребтов Каратау, в этой части разреза отсутствуют прослои углей, наблюдаемые тонкие прослои углистых песчаников, по С. Н. Алексейчика (1941), являются невыдержанными по простиранию и быстро выклиниваются. Кроме того, наблюдаются пачки буровато-шоколадных глин. В описываемых породах найдена морская фауна верхней части байосского и батского ярусов (Алексейчик, 1941; Драгунов, 1955а). Эта часть разреза, по-видимому, соответствует сарыдирменской свите района хребтов Каратау. Ее верхние горизонты здесь, вероятно, на значительную глубину срезаны вышележащими отложениями нижнего мела, и сохранившаяся мощность составляет 220 м. Общая суммарная мощность среднеюрских отложений достигает здесь 580 м.

На западном и восточном погружениях Беке-Башкудукской антиклинальной зоны отложения средней юры вскрыты в скважинах 1, 2, 4 и 8. Они слагаются здесь песчано-глинистыми породами, обогащенными углистым материалом. В верхних частях разреза появляются наиболее молодые горизонты средней юры, представленные в основном глинистыми породами, срезанными в Карасязь-Таспаском районе отложениями нижнего мела. По-видимому, они являются аналогами кафаклинской свиты хребтов Каратау. Максимальная вскрытая мощность отложений средней юры обнаруживается в скв. 8, где она составляет 645 м.

На остальной территории рассматриваемого региона отложения средней юры установлены только по результатам глубокого разведочного бурения. Они, как правило, охарактеризованы незначительным количеством

кернового материала, и выделение их произведено в основном по электрокаротажным диаграммам. Более дробное их расчленение, аналогичное расчленению средней юры Горного Мангышлака, до настоящего времени по этим материалам не произведено. Представлены эти отложения преобогащенными углистым имущественно песчано-глинистыми осадками, материалом. Наметить какие-нибудь существенные изменения фациального состава среднеюрских отложений по материалам скважин не удалось. В крайней западной части Мангышлакской системы дислокаций, на п-ове Тюб-Караган, породы средней юры обнаружены на Тюбеджикской и Кусайникской антиклиналях. В первой из них они пройдены четырьмя скважинами. Максимальная их мощность составляет 360 м. На Кусайникской антиклинали они вскрыты также четырьмя скважинами, причем максимальная их мощность здесь увеличивается до 425 м. В обоих случаях верхние горизонты среднеюрских отложений срезаны породами нижнего мела. Более высокие горизонты отложений средней юры, включающиеся в кафаклинскую свиту, пройдены в скв. Г-1 на площади Каратам непосредственно к северу от Тюбеджикской антиклинали. Вскрытая их мощность составляет 270 м.

Наиболее полный разрез отложений средней юры обнаружен в пределах Южномангышлакского плато на Жетыбайской и Узеньской антиклиналях. Полностью отложения средней юры пройдены на Жетыбайской антиклинали в скв. Г-6, где обнаружена максимальная их мощность, составляющая 800 м. В пределах Центрального Устюрта наибольшая мощпость среднеюрских отложений выявлена на Шахпахтинской антиклинали, где она равна 450 м. На более приподнятой Хоскудукской антиклинали она сокращается до 310 м, а на южном крыле Карабаурской антиклинали их мощность составляет всего 35 м. На сводах Карабаурской и Айбугирской антиклиналей отложения средней юры вообще отсутствуют, и вышележащие слои верхней юры здесь ложатся непосредственно на породы складчатого фундамента.

Приведенные материалы показывают, что отложения средней юры представлены преимущественно континентальными осадками, в основном озерно-болотного происхождения. Характерной чертой является наличие углистого материала как в виде отдельных прослоев, так и равномерно рассеянного в породе. В верхних частях разреза обнаружены слои явно морского происхождения, развитые главным образом в западной части Мангышлакской системы дислокаций. В пределах Восточного Мангышлака большая их часть выклинивается и, по-видимому, они полностью отсутствуют в пределах Центрального Устюрта.

Мощности среднеюрских отложений в пределах Мангышлакской системы дислокаций изменяются, как указывалось выше, в очень широких пределах. Наиболее резкое их изменение происходит в основном за счет выпадения верхних горизонтов, срезанных вышележащими отложениями нижнего мела. Особенно отчетливо это срезание наблюдается вдоль северного крыла Каратауской мегантиклинали, в пределах Тумгачинской и Карамаинской антиклиналей Восточного Мангышлака, в своде Беке-Башкудукской антиклинальной зоны и на других структурных элементах. Здесь можно видеть, как на расстоянии нескольких километров по простиранию многосотметровые толщи средней юры последовательно срезаются сверху вниз породами нижнего мела, местами до полного их уничтожения, причем последние ложатся непосредственно на породы складчатого фундамента. Кроме того, в пределах этих структурных элементов изменение мощностей отложений средней юры происходит за счет выклинивания нижних ее горизонтов, вследствие чего на породы складчатого фундамента они ложатся различными своими частями. Это изменение приводит к частичному или, реже, к полному выпадению джарсуйской свиты Значительно более плавное изменение мощностей среднеюрских осапков

наблюдаются там, где они ложатся на породы нижней юры и согласно перекрываются отложения верхней юры. В пределах Каратауской мегантиклинали такая полная мощность среднеюрских отложений достигает 400 м, на Беке-Башкудукской антиклинальной зоне она увеличивается до 600 м (может быть, и более), наконец, на Жетыбайской структурной террасе — до 800 м. Такие же относительно плавные изменения мощностей отложений средней юры обнаруживаются и в восточной части Мангышлакской системы дислокаций вкрест ее простирания. На Шахпахтинской антиклинали она измеряется 450 м, на Хоскудукской антиклинали уменьшается до 310, на южном крыле Карабаурской антиклинали — до 35 м и, наконец, полностью выклинивается в пределах ее свода. Значительно более резкое изменение мощности рассматриваемых пород между Хоскудукской и Карабаурской антиклиналями, вероятно, частично связано с выклиниванием здесь нижнеюрских осадков и последовательным выклиниванием нижних горизонтов средней юры к своду Карабаурской антиклинали.

Верхняя юра. Отложения верхней юры рассмотрены в работах С. Н. Алексейчика (1941), Н. И. Андрусова (1915), А. Д. Архангельского, (1926), М. М. Васильевского (1908), Р. И. Вяловой (1956), Р. Г. Гарецкого, И. З. Котовой и А. Е. Шлезингера (1964), Н. Ю. Клычевой и М. Н. Никитиной (1960), К. И. Кузнецовой и А. Е. Шлезингера (1963), Н. Г. Попова (1961), А. А. Савельева (1963) и Е. И. Соколовой (1950).

В естественных выходах Горного Мангышлака породы верхней юры имеют ограниченное распространение. Наиболее широко они распространены в Северной Прикаратауской долине, где слагают среднюю часть крупной куэстовой гряды (Жармышская куэста). Изолированные выходы верхнеюрских пород обнаружены в Южной Прикаратауской долине, а также на крыльях и периклиналях Огюзской брахиантиклинали. На большей же части обнаженного Мангышлака они отсутствуют, и слои мела ложатся непосредственно на различные горизонты средней юры или пермо-триаса. В последние годы в более погруженных зонах Мангышлакской системы дислокаций скважинами вскрыты мощные толщи верхнеюрских осадков. Они обнаружены на погружениях Беке-Башкудукской антиклинальной зоны, на Акпанской антиклинали Восточного Мангышлака, на Жетыбайской и Узеньской антиклиналях Южномангышлакского плато, на площади Каратам п-ва Тюб-Караган, на Карабаурской, Хоскудукской и Шахпахтинской антиклиналях Центрального Устюрта и, наконец, в урочище Айбугир на одноименной антиклинали.

Келловейский ярус. Во всех изученных разрезах переход от отложений средней юры к верхней очень постепенный, без каких-либо признаков перерыва. Границу между этими отделами удается наметить всегда с большими трудностями, главным образом по палинологическим материалам. К северу от хребта Восточный Каратау в Жармышской куэсте на серовато-коричневые глины средней юры, по данным Е. И. Соколовой (1950), налегают глины темно-серые и зеленовато-серые, с прослоями известковистого песчаника и песчанистого известняка. В верхней части преобладают ржаво-бурые песчаники. В песчаниках и известняках найдена богатая и разнообразная нижнекелловейская фауна брахиопод, пелеципод и аммонитов (Соколова, 1950). Мощность отложений нижнего келловея здесь достигает 10 м.

На западном погружении Беке-Башкудукской антиклинальной зоны в крелиусных скважинах обнаружены пески и глины серых тонов с редкими обуглившимися растительными остатками. В них Н. Ю. Клычевой и М. Н. Никитиной (1960) найдены нижнекелловейские аммониты. Граница нижнекелловейских отложений с нижележащими породами средней юры проводится здесь с большой долей условности по появлению ниже нее песчаных прослоев и резкому увеличению количества обуглившихся рас-

тительных остатков и детрита, весьма характерных для отложений средней юры. Мощность отложений нижнего келловея не превышает 15-20 м.

В разрезах района хребтов Каратау выше фаунистически охарактеризованных слоев нижнего келловея залегают, по данным Е. И. Соколовой (1950), известняки синевато-серые, комковатые, сильно песчанистые, ожелезненные. Эти породы выделяются под названием «ржавого горизонта». В них обнаружена богатая и разнообразная фауна брахиопод, кораллов, пелеципод и аммонитов среднего келловея (Соколова, 1950).

В скв. 9 (Акпан) и скв. 2 (Караманата) отложения среднего келловея представлены, по данным К. И. Кузнецовой и А. Е. Шлезингера (1963), песчаником серым, мелкозернистым, известковистым, с вкраплениями обуглившихся растительных остатков и мелкими, плохо определимыми раковинами пелеципод. Отмечаются прослои зеленовато-серых и темно-серых плотных карбонатных глин. В песчаниках и глинах был обнаружен обильный комплекс фораминифер среднего келловея. Мощность пород среднего келловея в разрезах района хребтов Каратау достигает 1-2 м, в скв. 9 она увеличивается до 17 м, а в скв. 2 — составляет уже 36 м. В скв. 2 (Караманата) выше фаунистически охарактеризованных слоев среднего келловея залегает пачка глин серых, плотных, с неопределимыми отпечатками пелеципод, с прослоями серого плотного песчаника, мощностью 55 м. Фораминиферы в них не обнаружены. Отнесение этих глин к среднему келловею произведено с большой долей условности, главным образом на основании их перекрытия фаунистически охарактеризованными слоями верхнего келловея. Если считать их среднекелловейскими, то общая мощность отложений этого подъяруса в скв. 2 составляет 91 м.

Отложения нижнего и среднего келловея нерасчлененные, выделены I'. С. Вяткиным (1962 г.) на восточном погружении Беке-Башкудукской антиклинальной зоны в скв. 8 (Сокко). Они слагаются глинами серыми, иногда с зеленоватым оттенком, карбонатными, с прослоями серых песчаников и алевролитов. В описываемых породах найдены нижне- и среднекелловейские аммониты, пелециподы и фораминиферы. Верхние горизонты отложений нижнего и среднего келловея в скв. 8 (Сокко) срезаются известняками валанжина, и сохранившаяся здесь их мощность составляет 56 м.

В разрезах района хребтов Каратау выше фаунистически охарактеризованных слоев среднего келловея залегают серые пески и гипсоносные глины с богатой фауной пелеципод и аммонитов верхнего келловея (Соколова, 1950).

В скважинах 9 (Акпан) и 2 (Караманата) отложения верхнего келловея представлены известняком серым, с зеленоватым оттенком, песчанистым, с редкими раковинами пелеципод плохой сохранности. Отмечаются прослои мергелей, которые в верхней части разреза достигают значительной мощности и преобладают над известняками. В мергелистых прослоях встречен комплекс фораминифер верхнего келловея, обильный по количеству и разнообразный по видовому составу (Кузнецова и Шлезингер, 1963). Мощность отложений верхнего келловея изменяется от 14 м в районе хребтов Каратау до 20 м в скв. 2 (Караманата).

Ниже морских среднекелловейских слоев в скважинах 9 (Акпан) и 2 (Караманата), а также ниже морских оксфордских осадков на Жетыбайской и Узеньской антиклиналях и на северном крыле Тюбкараганской антиклинальной зоны (скв. 1, Каратам) залегают преимущественно бескарбонатные песчано-глинистые породы. На Акпанской антиклинали эта часть разреза слагается зеленовато-серыми, бескарбонатными сильно уплотненными глинами с прослоями серых песчаников. Мощность пачки 30 м. Ниже залегают глины темно-серые и серые, с обилием обуглившихся растительных остатков и прослоями бурых углей. В верхней части сероцветной толщи глин обнаружен спорово-пыльцевой комплекс

(Кузнецова и Шлезингер, 1963), характерный для слоев, переходных между батским и келловейским ярусами. По-видимому, граница между отложениями средней и верхней юры проходит где-то в верхней части сероцветной угленосной толщи глин, а вышележащая пачка зеленовато-серых глин целиком относится к келловейскому ярусу. Общая мощность отложений келловейского яруса по скв. 9 (Акпан) составляет 70—80 м. В скв. 2 (Караманата) под морскими среднекелловейскими осадками также идут зеленовато-серые бескарбонатные глины. Однако мощность их сокращается до 1 м. Зеленовато-серые глины подстилаются толщей темно-серых глин с прослоями песчаников, обогащенных обуглившимся растительным материалом. Граница с нижележащими отложениями средней юры здесь также, вероятно, проходит внутри этой сероцветной толщи глин, однако ее положение в разрезе в настоящее время не установлено. На Жетыбайской антиклинали эта часть разреза слагается темно-серыми глинами и глинистыми песчаниками с обуглившимися растительными остатками и неопределимыми отпечатками раковин пелеципод. Среди них отмечается десятиметровая пачка зеленовато-серых бескарбонатных глин, аналогичных глинам, вскрытым в скв. 9 (Акпан) и скв. 2 (Караманата). Граница с подстилающими отложениями средней юры здесь также проходит внутри однородной сероцветной толщи глин и установлена по палинологическим материалам (Кузнецова и Шлезингер, 1963). Мощность отложений келловейского яруса на Жетыбайской антиклинали достигает 100 м. По другим разрезам (Узень, Каратам и т. д.) граница между средне- и верхнеюрскими отложениями остается неустановленной.

В пределах Горного Мангышлака в районе хребта Каратаушик, по данным А. Я. Архипова и К. В. Виноградовой (1962), верхняя часть толщи темно-серых угленосных глин мощностью в 100 м имеет типичный верхнеюрский спорово-пыльцевой спектр. Ниже по разрезу аналогичные породы по палинологическим материалам относятся уже к средней юре (кафаклинская свита). Угленосные отложения верхней юры здесь несогласно перекрываются породами нижнего мела.

В восточной части Мангышлакской системы дислокаций отложения келловейского яруса вскрыты скважинами на Карабаурской, Хоскудукской и Шахпахтинской антиклиналях. Они слагаются глинами серыми и зеленовато-серыми, плотными, неизвестковистыми, неслоистыми, перемежающимися с песчаниками серыми и зеленовато-серыми, плотными. Отмечаются прослои и пятна пород, окрашенные в бурые и буровато-красные тона. Характерно наличие обуглившихся растительных остатков, а в нижней части разреза — прослоев бурого угля. На Хоскудукской антиклинали в средней части разреза наблюдаются прослои песчаника с плохо сохранившимися отпечатками пелеципод. Рассматриваемая толща глин либо согласно, с постепенным переходом, перекрывает среднеюрские угленосные отложения, либо резко несогласно ложится на выветрелые породы складчатого фундамента (скв. 1 Кахбахты на Карабаурской антиклинали). Возраст описываемых пород по палинологическим материалам (Гарецкий, Котова, Шлезингер, 1964) определяется верхнеюрским (келловейским). Мощность отложений келловейского яруса по разрезам рассмотренных скважин почти не изменяется, составляя 220—230 м.

В крайней восточной части Мангышлакской системы дислокаций — в урочище Айбугир в своде и на западной периклинали одноименной антиклинали — отложения келловейского яруса вскрыты несколькими скважинами. Начинаются они здесь, по данным Н. Г. Попова (1961), пачкой пестроцветной брекчии , ложащейся на размытую поверхность складчатого фундамента. Брекчия состоит из различных обломков метаморфизован-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> А. Г. Бабаевым и Ю. А. Федотовым (1960а) и другими (Геологические условия..., 1963) описываемая пачка брекчии была ошибочно отнесена к пермо-триасу.

ных пород подстилающего фундамента, сцементированных глинистым материалом. Ее мощность достигает 25 м. Вверх по разрезу брекчии постепенно переходят в толщу глин серых и темно-серых, с прослоями в нижней части сапропелитов. В верхней части толщи глины становятся зеленовато-серыми, и среди них отмечается значительное количество зеленовато-серого алевролита и песчаника. Мощность толщи глин достигает 126 м. Выше следует пестроцветная, преимущественно красноцветная толща глинисто-алевритистых пород с пятнами, окрашенными в зеленовато-серые тона. Мощность пестроцветной толщи пород составляет 242 м. От западной периклинали (скв. 206) к своду (скв. 146 и др.) наблюдается постепенное выклинивание нижней толщи глин, и в своде антиклинали верхняя пестроцветная толша ложится непосредственно на породы складчатого фундамента. Пачка базальной брекчии прослеживается повсеместно в основании юрского разреза и в своде антиклинали она непосредственно подстилает пестроцветную толщу. Возраст описываемых отложений по налинологическим материалам (Гарецкий, Котова и Шлезингер, 1964) определяется верхнеюрским (келловейским). Мощность отложений келловейского яруса в урочище Айбугир составляет 368 м.

Приведенные материалы показывают, что в западной части Мангышлакской системы дислокаций граница между средне- и верхнеюрскими отложениями проходит внутри сероцветной толщи пород, обогащенных углистым материалом. Она может быть намечена исключительно по палинологическим данным. Можно предполагать, что и в пределах Прикаратауских долин граница между средне- и верхнеюрскими отложениями проходит не в подошве известковистых песчаников с нижнекелловейскими аммонитами, как это считает Е. И. Соколова (1950), а значительно ниже, внутри сероцветных угленосных глин, как это имеет место в районе хребта Каратаушик. Морские келловейские слои, развитые в пределах Горного Мангышлака, на территории Южномангышлакского плато переходят в преимущественно сероцветные угленосные осадки, причем вначале происходит замещение отложений нижнего келловея, а затем более высоких их горизонтов вилоть до основания оксфордского яруса. Среди континентальных сероцветных осадков западной части Мангышлакской системы лислокаций появляется пачка зеленовато-серых бескарбонатных глин, которая в восточном направлении резко возрастает по мощности. В районе Центрального Устюрта они уже почти целиком слагают породы келловейского яруса. В этих разрезах среди зеленоцветных пород появляются пятна и прослои, окрашенные в красноватые тона. Количество последних к востоку увеличивается, и в крайней восточной части Мангышлакской системы дислокаций в урочище Айбугир красноцветные песчано-глинистые породы слагают верхнюю, большую по объему, часть разреза отложений келловейского яруса. С запада на восток вдоль простирания Мангышлакской системы дислокаций происходит также и изменение мощности этих отложений от 100 м на Жетыбайской до 368 м на Айбугирской антиклинали.

Оксфордского яруса с подстилающими породами келловея очень четкая, но без видимых следов перерыва и несогласия. В обнаженной части Горного Мангышлака наиболее полный разрез оксфордского яруса располагается в районе пос. Жармыш. Здесь на серые пески верхнего келловея или непосредственно на мергели («ржавый горизонт») среднего келловея ложится глина коричневато-зеленая, плотная, известковистая, комковатая, слабо ожелезненная, с налетами марганца. В верхней части глина приобретает слоистую текстуру и визуально выделяется как пласт розовато-коричневых тонов. Здесь же отмечаются прослои сильно уплотненных глин, переходящих в мергели. В глинах обнаружен нижнеоксфордский комплекс фораминифер (Кузнецова и Шлезингер, 1963). Мощность отложений нижнего оксфорда в пределах Горного Мангышлака достигает 6—7 м.

Выше прослеживается 0,5-метровый слой песка серовато-розового мелкозернистого. В его подошве прослеживаются линзовидные прослои тонкоилитчатого песчаника, в котором Р. И. Вяловой (1956) были обнаружены верхнеоксфордские аммониты. Песок перекрывается глиной зеленоватосерой, известковистой, аналогичной глине нижнего оксфорда. В ней встречен комплекс фораминифер, позволяющий отнести вмещающие слои к 
верхнему оксфорду (Кузнецова и Шлезингер, 1963). Максимальная мощность отложений верхнего оксфорда в обнаженной части Горного Мангышлака достигает 13 м. Общая максимальная мощность отложений оксфордского яруса здесь составляет 20 м.

В более погруженных зонах рассматриваемого региона (Жетыбай, Караманата, Акпан и др.) отложения оксфордского яруса слагаются мергелем зеленовато-серым, с раковистым изломом. Среди мергелей отмечаются прослои несколько более плотных разностей, переходящих в глинистые известняки, и менее плотных, которые можно назвать известковистыми глинами. Верхняя часть оксфордского яруса представлена известняком светло-серым, средней плотности, с раковистым изломом. В мергелях и известняках обнаружена обильная фауна фораминифер, позволяющая выделить отложения нижнего и верхнего оксфорда (Кузнецова и Шлезингер, 1963). Граница между подъярусами проходит внутри однородной толщи мергелей и улавливается только в хорошо изученных разрезах по изменению комплекса фораминифер. Мощность отложений нижнего оксфорда в скв. 9 Акпан достигает 48 м, в скв. 2 Караманата — 55 м, а в пределах Жетыбайской антиклинали увеличивается до 110 м; верхнего оксфорда — соответственно 45, 76 и 150 м. Общая мощность отложений оксфордского яруса в западной части Мангышлакской системы дислокаций составляет 20 м на крыльях Каратауской мегантиклинали, 42 м на Узеньской антиклинали, 50 м в скв. 1 Каратам, 93 м на Акпанской антиклинали, 131 м на западном погружении Беке-Башкудукской антиклинальной зоны (скв. 2 Караманата). На Жетыбайской антиклинали она изменяется от 220 м в своде антиклинали до 270 м на ее крыльях.

В восточной части Мангышлакской системы дислокаций отложения оксфордского яруса могут быть выделены с некоторой долей условности в пределах Шахпахтинской антиклинали в скв. 1. Здесь в интервале 1780—1720 м вскрыты зеленовато-серые мергели, переходящие в песчанистые известняки. В этих отложениях обнаружены плохой сохранности фораминиферы, позволяющие К. И. Кузнецовой отнести вмещающие породы условно к оксфордскому ярусу. Мощность отложений оксфордского яруса составляет здесь 60 м.

В крайней восточной части Мангышлакской системы дислокаций отложения оксфордского яруса обнаружены в скв. 206 на западной периклинали Айбугирской антиклинали. Слагаются они здесь, по данным Н. Г. Попова (1961), известняками серыми, очень плотными, с прослоями ангидритов и гипсов. В известняках обнаружены раковины пелеципод, указывающие на оксфордский возраст вмещающих пород. Мощность отложений оксфордского яруса здесь составляет 33 м.

Кимериджского яруса обнаружены в куэстовой гряде к северу от хребта Восточный Каратау. Здесь на размытую поверхность зеленовато-серых глин оксфордского яруса ложится известняк светло-серый, плотный, песчанистый, в основании с примесью мелкой гальки и гравия (алектриониевый горизонт). Мощность его составляет 4 м. Выше следует глина зеленовато-серая, известковистая, слабо ожелезненная, песчанистая. Мощность ее 18 м. В известняке и нижней части глин обнаружен комплекс фораминифер, позволяющий отнести вмещающие слои к кимериджскому ярусу (Кузнецова и Шлезингер, 1963). Описываемые глины согласно перекрываются белым плотным мергелем, в котором, по данным Н. П. Луп-

пова (1932), встречаются аммониты нижнемелового облика. По-видимому, этот пласт уже следует относить к основанию валанжинского яруса.

В более погруженных зонах рассматриваемого региона по разрезам скважин отложения кимериджского яруса также несогласно ложатся на размытую поверхность подстилающих пород оксфордского яруса. Они представлены плотными известняками, с перекристаллизованными раковинами пелеципод. В основании толщи известняков в скв. 2 Караманата прослеживается галька кварца и мелкие желваки фосфоритов. В нижней части рассматриваемых пород обнаружен комплекс фораминифер и раковины пелеципод, позволяющие отнести вмещающие слои к кимериджскому ярусу (Кузнецова и Шлезингер, 1963). Мощность отложений кимериджского яруса в пределах Каратауской мегантиклинали достигает 20 м, на Акпанской антиклинали она увеличивается до 30 м, в скв. 2 Караманата — до 41 м и, наконец, на Жетыбайской антиклинали — до 80 м.

Титонский ярус. Палеонтологически охарактеризованные отложения титонского яруса обнаружены только в крайней восточной части Мангышлакской системы дислокаций в урочище Айбугир в скв. 206 (Попов, 1961). Они здесь несогласно ложатся на известняки оксфорда, причем в основании прослеживается пласт песчаника, содержащий лепешковидные и округлые включения бурого железняка и желваки фосфорита. Выше следует глина серая, иногда зеленовато-серая, плотная, с раковистым изломом, сильно известковистая, слюдистая. Отмечаются прослои песчаников и алевролитов, также сильно известковистых, и известняки, обогащенные терригенным материалом. Обнаруженные в этих отложениях аммониты, пелециподы и спорово-пыльцевой и остракодовый комплексы позволяют отнести вмещающие слои к титонскому ярусу (Попов, 1961). Мощность отложений титонского яруса составляет здесь 57 м.

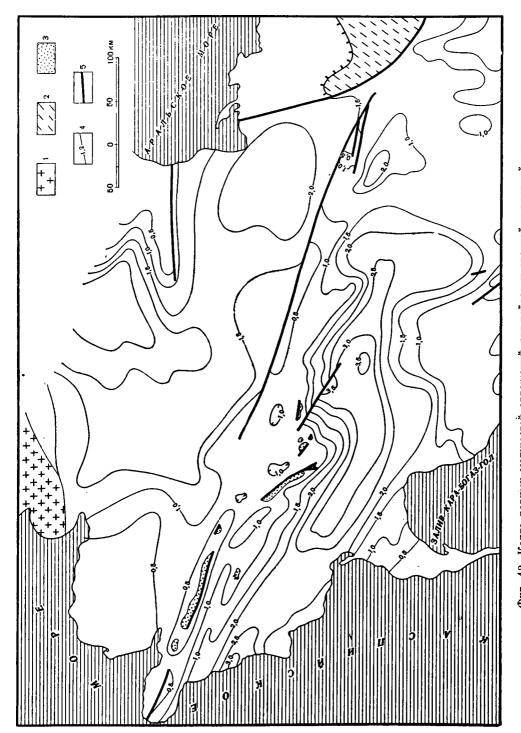
В западной части Мангышлакской системы дислокаций разрез верхнеюрских отложений заканчивается фаунистически охарактеризованными отложениями кимериджского яруса. Как по керну скважин, так и в естественных обнажениях, верхняя часть разреза верхнеюрских осадков, отнесенная нами условно к кимериджскому ярусу, фаунистически не охарактеризована. Изучение разрезов показывает постепенный переход от фаунистически охарактеризованных слоев кимериджа к осадкам меловой системы. Никаких, даже косвенных следов перерыва в этом интервале.не обнаружено. А. А. Савельевым (1963) указывается, что в разрезах скважин по западной периклинали Беке-Башкудукской антиклинальной зоны над отложениями кимериджа появляется пачка известняков, мергелей и глин, в которых обнаружен комплекс фораминифер и остракод. Этот комплекс не позволяет точно датировать вмещающие отложения. Однако он отличается от комплексов фораминифер и остракод подстилающих отложений кимериджа и покрывающих пород валанжина и в нем встречаются отдельные виды, характерные для нижнего волжского яруса. Поэтому не исключена возможность, что слои, залегающие между заведомо кимериджскими и валанжинскими осадками, относятся к более молодым по возрасту слоям верхней юры, а именно к титону. В таком случае разрез от поверхности несогласия, т. е. от осадков кимериджа до слоев меловой системы стратиграфически будет полным.

Приведенный материал показывает, что в отложениях верхней юры выделяются два структурных комплекса, разделенных четко выраженным перерывом и угловым несогласием. К нижнему относятся отложения келловейского и оксфордского ярусов, а верхний слагают породы кимериджского и титонского ярусов. Последние начинают новый трансгрессивный цикл осадконакопления, непосредственно переходящий в отложения мела. В пределах Горного Мангышлака распространение пород верхнего структурного комплекса остается еще недостаточно изученным. По-видимому, оно совпадает в общих чертах с распространением отложений келловея

и оксфорда. В более приподнятых зонах юрского и мелового времени отложения кимериджа отсутствуют и рассматриваемая трансгрессивная серия начинается отложениями валанжинского, а местами готеривского ярусов или даже более молодыми слоями нижнего мела. В крайней восточной части Мангышлакской системы дислокаций новая трансгрессиввая серия начинается отложениями титонского яруса. С одновозрастными образованиями западной части рассматриваемого региона они, по-видимому, соединяются только через наиболее погруженную часть Ассакеауданского прогиба. Последнее подтверждается сейсморазведочным профилем, пересекшим Ассакеауданский прогиб, на котором в наиболее погруженной части выделяется преломляющий горизонт граничными скоростями 6000—6200 м/с, лежащий выше поверхности складчатого фундамента. В этой части разреза он может быть связан только с мощными толщами известняков и ангидритов, относящихся к титону или кимериджу. К бортам прогиба этот горизонт перестает прослеживаться, что, вероятно, связано с выклиниванием здесь этой толщи.

Изменение мощности отложений келловея и оксфорда в пределах Горного Мангышлака происходит исключительно за счет их срезания поверхностью кимериджа или валанжина. Н. П. Луппов (1932) отмечает, что в 6 км западнее родника Джаман-Сауран по Северной Прикаратауской долине «из-под алектриониевого горизонта, срезаясь им, появляются к западу один за другим два ряда конкреций с богатой фауной келловейских аммонитов и пелеципод» (1932, стр. 9—10). Еще дальше к западу обнаруживаются еще более молодые горизонты келловея и отложения оксфорда. Такая же картина срезания келловейских и оксфордских слоев наблюдается в 13 км западнее пос. Жармыш. К западу от этого пункта последние отсутствуют и появляются вновь на небольшом участке в обнажениях горы Сары-Дирмень. Эта гора располагается в центральной части синклипали, отделяющей моноклинально наклоненные слои юры и мела северного крыла Каратауской мегантиклинали от Карадирменской антиклинали. Таким образом, отложения келловейского и оксфордского ярусов района хребтов Каратау выпадают из разреза исключительно за счет их срезания вышележащими породами кимериджа или валанжина. В сторону погруженных зон западной части Мангышлакской системы дислокаций наблюдается общее увеличение мощностей келловейских и оксфордских отложений от 40 м на крыльях Каратауской мегантиклинали до 370 м на Жетыбайской антиклинали. Это нарастание мощности происходит как за счет составляющих их горизонтов в непрерывном разрезе, так и за счет новых горизонтов известняков верхнего оксфорда, появляющихся при погружении слоев под поверхностью несогласия. Однако последним случаем можно объяснить увеличение мощности не более чем на 100—150 м из общей суммы 330 м. Отложения кимериджского яруса изменяются от 20 м в районе хребтов Каратау до 80 м на Жетыбайской антиклинали. По-видимому, оно происходит в основном за счет увеличения всех их горизонтов в непрерывном разрезе, так как появление более древних горизонтов этой трансгрессивной серии в более погруженных зонах не установлено. Общее пзменение мощности верхнеюрских отложений в западных частях рассматриваемого региона происходит от 60 м на крыльях Каратауской мегантиклинали до 450 м в значительно более погруженной зоне Жетыбайской структурной террасы.

В восточном направлении вдоль Мангышлакской системы дислокаций, как упоминалось выше, отмечается региональное увеличение отложений келловейского яруса от первых десятков метров на крыльях Каратауской мегантиклинали до 368 м на западной периклинали Айбугирской антиклинали. Последующий денудационный срез, по-видимому, здесь не играл существенной роли, так как мощности отложений келловейского яруса как на Карабаурской и Хоскудукской антиклиналях, где их непосредственно



I — Русская платформа; 2 — зона отсутствия юрских отложений; 3 — юрские и пермо-триасовые отложения на поверхности; 4 — линии равных Фиг. 12. Карта равных мощностей отложений рэт-лейаса и средней и верхней юры: мощностей; 5 — разломы

5 A. E. Шлезингер 65

перекрывают породы неокома, так и на Шахпахтинской антиклинали, где они без следов перерыва переходят в осадки оксфорда, примерно одинаковы (220—280 м). По этим же причинам, по-видимому, почти не меняется и возрастной диапазон нижних горизонтов келловейского яруса. Отложения келловейского яруса в сечении Карабаурской антиклинали имеют почти одинаковые мощности в различных структурных элементах. В наиболее погруженной из них Шахпахтинской антиклинали только появляется 60-метровая толща отложений оксфордского яруса, отсутствующая на Хоскудукской и Карабаурской антиклиналях.

Изменение суммарных мощностей отложений рэт-лейаса и средней и верхней юры для территории Мангышлакской системы дислокаций и прилегающих прогибов показано на фиг. 12.

#### Мел

Нижний мел. Отложения нижнего мела разбираются в работах С. Н. Алексейчика (1941), Н. И. Андрусова (1915), А. Д. Архангельского (1926), В. И. Драгунова (1958), Н. Ю. Клычевой (1956), Н. Ю. Клычевой и М. И. Якуницкой (1963), Б. Л. Личкова (1927а), Н. П. Луппова (1932, 1935), А. Д. Нацкого (1918), Н. Г. Попова и И. Ф. Кувшиновой (1964), А. А. Савельева и В. П. Василенко (1963) и М. И. Соколова (1958). Породы нижнего мела выходят на поверхность в пределах Горного Мангышлака на крыльях Каратауской мегантиклинали, в структурах Восточного Мангышлака, на крыльях и периклиналях Беке-Башкудукской антиклинальной зоны. В небольших эрозионных окнах они вскрываются среди отложений неогена на п-ове Тюб-Караган в своде Тюбеджикской антиклинали и на Центральном Устюрте в своде Карабаурской антиклинали. Кроме того, отложения нижнего мела пройдены скважинами на Тюбеджикской и Кусайникской антиклиналях п-ова Тюб-Караган, на западной и восточной периклиналях Беке-Башкудукской антиклинальной зоны, на Жетыбайской и Узеньской антиклиналях Южномангышлакского плато, на Акпанской антиклинали Восточного Мангышлака, на Карабаурской, Хоскудукской и Шахпахтинской антиклиналях Центрального Устюрта и. наконец, на Айбугирской линии антиклиналей и на площади Шорджинской антиклинальной зоны. В пределах Мангышлакской системы дислокаций выделяются все составляющие нижний мел ярусы. Отложения нижнего мела связаны постепенным переходом с фаунистически охарактеризованными породами кимериджа. Там, где последние отсутствуют, нижний мел ложится с резко выраженным перерывом и угловым несогласием на различные более древние горизонты юры, а иногда даже на породы складчатого фундамента, и в этом случае в их основании прослеживается базальный конгломерат, содержащий гальку кварца и желваки фосфоритов. Разрез отложений нижнего мела обычно начинается породами валанжинского яруса, но иногда более высокими горизонтами неокома или даже породами аптского яруса.

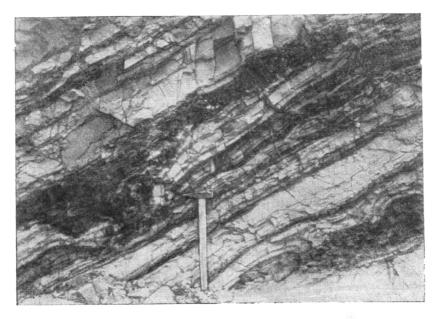
Неокомский надъярус. В аланжинский ярус. В разрезах Прикаратауских долин отложения валанжинского яруса начинаются песчаником ржаво-бурым, сильно известковистым, переходящим в песчанистые известняки. Он образует бронирующий покров Джармышской куэсты. Выше следуют желтовато-серые мелкозернистые песчаники, переходящие местами в пески. Венчают разрез валанжинского яруса глины серые, с сиреневатым оттенком, песчанистые, известковистые. В описываемых отложениях выделяются фаунистически охарактеризованные все три его подъяруса (Клычева, 1956; Клычева и Якуницкая, 1963). Близкие разрезы отложений валанжинского яруса наблюдаются и в других пунктах Горного Мангышлака. На п-ове Тюб-Караган к валанжину отнесены глины темно-серые, слабо песчанистые, слюдистые, известковистые, перемежаю-

щиеся с глинами бурыми, сильно песчанистыми, с гравием кварца. Отмечаются прослои мергелей, песчаников и песков. Описываемые глины относятся М. Е. Донсковой по минералогическому составу к кварц-гранатрутиловой зоне, которая, по ее данным, характерна для отложений валанжинского яруса. На периклиналях Беке-Башкудукской антиклинальной зоны и на Жетыбайской антиклинали в отложениях валанжинского яруса значительно большую роль играют известняки, слагающие нижнюю часть разреза. В верхней части преобладают карбонатные глины. Максимальная мощность отложений валанжинского яруса обнаруживается в Северной Прикаратауской долине, где она достигает 80 м. Однако по простиранию крыльев Каратауской мегантиклинали наблюдается уменьшение общей мощности отложений валанжинского яруса в основном за счет последовательного выпадения составляющих его горизонтов, и в районе хребта Каратаушик породы валанжинского яруса в разрезе отсутствуют. В остальных районах п-ова Мангышлак обнаруживаются меньшие мощности отложений валанжинского яруса. Так, на п-ове Тюб-Караган она достигает 36 м, в своде Беке-Башкудукской антиклинальной зоны (Карасязь-Таспасский район) мощность валанжина составляет 12—14 м, увеличиваясь на западной ее периклинали до 38 м и на восточной периклинали — до 72 м, на Жетыбайской антиклинали — до 64 м и на Акпанской антиклинали Восточного Мангышлака — до 74 м. на Карамаинской антиклинали — до 50 м.

Готеривский ярус. Отложения готеривского яруса отделяются от подстилающих пород валанжина довольно резкой литологической границей, местами с явными следами размыва. В разрезах Прикаратауских долин они представлены разнозернистыми песками и песчанистыми глинами с обильной фауной пелеципод, брахиопод и кораллов. В основании часто прослеживается прослой конгломерата, состоящий из окатанной гальки песчаника и мергеля. Аналогичные прослои конгломерата отмечаются и выше по разрезу.

Близкие по составу породы обнаружены и в других районах Горного Мангышлака. На Тумгачинской антиклинали и в своде Беке-Башкудукской антиклинальной зоны появляются прослои известняков. На Жетыбайской антиклинали в отложениях готеривского яруса преобладают песчаники мелкозернистые, с прослоями глин и линзами ангидрита. Отнесение описываемых пород к готеривскому ярусу производится на основании обнаружения многочисленной фауны пелеципод (Алексейчик, 1940; Клычева, 1956). Мощность отложений готеривского яруса в Прикаратауских долинах достигает 40 м, но в ряде мест по простиранию их выходов она сокращается до первых метров или до полного их выпадения. В последнем случае отложения мела начинаются более молодыми горизонтами. На п-ове Тюб-Караган мощность отложений готеривского яруса достигает 34 м, в своде Беке-Башкудукской антиклинальной зоны — 20, увеличиваясь на крыльях и периклиналях до 38 м, на Жетыбайской антиклинали — 22 м и га Карамаинской антиклинали — 12 м.

Барремского яруса залегают согласно на подстилающих породах готеривского яруса или трансгрессивно на
более древних горизонтах. Они представлены глинами красными и буровато-красными, известковистыми, перемежающимися с аналогичными по
цвету песчаниками и алевролитами (фиг. 13). Отмечаются прослои пород,
окрашенные в зеленые тона. От разрезов Каратауской мегантиклинали в
сторону Восточного Мангышлака наблюдается как общее увеличение песчанистости пород, так и появление большого количества прослоев песков
и песчаников. В разрезах Карамаинской антиклинали в верхней части
описываемых отложений появляются прослои конгломератов с галькой
уплотненных глин. В этих отложениях в разрезах Прикаратауских долин
найдены пресноводные и солоноватоводные моллюски (Клычева, 1956),



Фиг. 13. Обнажение пород барремского яруса по Северной Прикаратауской долине

не позволяющие, однако, точно датировать вмещающие слои. Кроме того, в этом районе в верхней части описываемых пород обнаружены морские моллюски, характерные для верхнего готерива и баррема (Алексейчик. 1941), а на западной периклинали Беке-Башкудукской антиклинальной зоны — отпечаток аммонита барремского облика (Клычева и Никитина, 1960). Отнесение рассмотренных пестроцветных пород к барремскому ярусу подтверждается также их стратиграфическим положением между фаунистически охарактеризованными слоями готерива и плитой песчаника нижнего апта. Мощность отложений барремского яруса подвержена сильным изменениям, главным образом из-за срезания их вышележащей плитой нижнего апта. Максимальной величины она достигает в пределах Восточного Мангышлака на Акпанской антиклинали — 146 м, на восточной периклинали Карамаинской антиклинали — 70 м, в центральной части — 35 м. На крыльях Каратауской мегантиклинали она не превышает 35 м. В ряде мест отложения барремского яруса полностью отсутствуют, и базальная плита нижнего апта ложится непосредственно на размытую поверхность пород готеривского яруса. Так, они полностью срезаны в сводах Тюбкараганской и Беке-Башкудукской антиклинальных зон, причем на западной периклинали последней они вновь появляются и достигают мощности 35 м, а на восточной периклинали — 6 м. К югу от Беке-Башкудукской антиклинальной зоны, на Жетыбайской антиклинали их мощность увеличивается до 72 м. В пределах Каратауской мегантиклинали в ее западной части отложения барремского яруса отсутствуют, а в восточной части их мощность достигает 35 м. Резкое изменение мощностей барремского яруса наблюдается и на Тумгачинской антиклинали Восточного Мангышлака, в северо-западной части они имеют 15 м мощности, а в юго-восточной части полностью выпадают из разреза.

В пределах восточной части Мангышлакской системы дислокаций отложения неокома вскрыты в нескольких глубоких скважинах. Разделение их здесь на ярусы в настоящее время не представляется возможным. В своде Карабаурской антиклинали, судя по скважинам, отложения неокома в нижней части слагаются глинами зеленовато-серыми, сильно уплот-

ненными, неизвестковистыми или реже слабоизвестковистыми, с прослойками и присыпками мелкозернистого серого песка. В глинах встречаются плохо сохранившиеся раковины пелеципод. Близкие породы обнаружены на Хоскудукской и Шахпахтинской антиклиналях. В описываемых отложениях обнаружены спорово-пыльцевые комплексы и микрофауна, позводяющие отнести их к неокому. Верхняя часть разреза неокома здесь. как и в разрезах п-ова Мангышлак, слагается пестроцветными песчаноглинистыми породами. В крайней восточной части Мангышлакской системы дислокаций на Айбугирской антиклинали отложения неокома представлены исключительно пестроцветными песчано-глинистыми породами. Количество грубого материала резко возрастает, особенно в нижней части разреза. Здесь отмечаются прослои грубо-зернистых песчаников, гравелитов, конгломератов. В них обнаружен комплекс остракод, характерный для отложений нижнего мела (Попов и Кувшинова, 1964). Мощность отложений зеленоцветной части неокома на Карабаурской антиклинали (скв. 1. Кахбахты) составляет 130 м, а на Хоскудукской и Шахпахтинской антиклиналях — 90 м. Пестроцветная часть разреза отложений неокома здесь соответственно составляет 110, 100 и 130 м. На Айбугирской антиклинали сохранившаяся мощность пород неокома составляет 230 м. Верхние их горизонты здесь срезаны и погребены под четвертичные осалки.

Приведенные материалы по отложениям неокома показывают, что в западной части Мангышлакской системы дислокаций выделяются морские карбонатные осадки валанжинского и готеривского ярусов. К востоку вдоль ее простирания они переходят в зеленоцветные, преимущественно глинистые некарбонатные осадки, выделение в которых соответствующих ярусов в настоящее время не представляется возможным. Пестроцветные осадки в этом же направлении увеличиваются в мощности. По-видимому, их стратиграфический диапазон возрастает, и они охватывают частично и готеривский ярус. В крайней восточной части Мангышлакской системы дислокаций зеленоцветные породы неокома полностью исчезают из разреза, вероятно, за счет замещения их пестроцветными осадками. Общая мощность отложений неокома в своде Тюбкараганской антиклинальной зоны составляет 70 м, на крыльях Каратауской мегантиклинали она достигает 160 м, в сводовой части Беке-Башкудукской антиклинальной зоны — 30 м. на ее западной периклинали — до 84 м. На Жетыбайской структурной террасе она составляет 171 м и увеличивается на Акпанской антиклинали Восточного Мангышлака до 242 м. В пределах восточной части Мангышлакской системы дислокаций общая мощность отложений пеокома составляет 200—240 м.

Аптский ярус. Отложения аптского яруса в пределах Мангышлакской системы дислокаций повсеместно начинаются плитой песчаника серого, плотного, чаще средне- и крупнозернистого, известковистого, с обильной фауной аммонитов, пелеципод и брахиопод, местами переходящего в мелкогалечный конгломерат. Последний состоит из кварцевой и фосфоритовой гальки. Рассматриваемая плита ложится на размытую поверхность подстилающих отложений неокома. В юго-восточной части Тумгачинской антиклинали она непосредственно налегает на различные горизонты юры или даже с резким угловым и стратиграфическим несогласием на каратауский комплекс пород. В описываемой плите в изобилии встречаются нижнеаптские аммониты (Алексейчик, 1941; Клычева, 1956). Мощность плиты чаще составляет 0,5—1 м, реже увеличивается до 1,5—2 м.

Выше отложения аптского яруса сложены однообразной толщей глин, черных, сланцеватых, местами песчанистых, с прослоями трещиноватых конкреций темно-серого мергеля (септариевые конкреции), приуроченных в основном к нижней части разреза. Размер конкреций в среднем составляет 0,3—0,5 м. Отмечаются прослои серых и темно-серых маломощных

песков. В западной части Мангышлакской системы дислокаций в пределах Тюбкараганской антиклинальной зоны среди глин появляется пачка темно-серых тонкозернистых песчаников. Количество песчаного материала резко увеличивается в восточном направлении. Так, уже в разрезах Тумгачинской антиклинали отложения аптского яруса выше базальной плиты песчаника разделяются на две толщи. Нижняя из них слагается преимущественно песками и алевролитами, а верхняя — глинами. Такой же тип разреза аптского яруса прослеживается и дальше к востоку вплоть до восточного затухания Мангышлакской системы дислокаций. В описываемых породах встречаются аммониты верхнего апта. А. Д. Нацким (1918) в разрезах Горного Мангышлака выделяются все три аммонитовые зоны верхнего апта <sup>1</sup>. Однако в разрезах родника Чили и колодца Кара-Кудук по южному крылу Каратауской мегантиклинали, на Тюбеджикской антиклинали и западной периклинали Беке-Башкудукской антиклинальной зоны нижняя часть описываемых глин мощностью в несколько десятков метров по фауне пелеципод фораминифер принадлежит к нижнему апту (Клычева, 1956). Мощность отложений аптского яруса на северном крыле Каратауской мегантиклинали в районе родника Когез достигает 150 м. Однако по простиранию крыла она сокращается до 70-80 м. На южном крыле их мощность не превышает 50-70 м, но нередко уменьшается до 15-20 м. В пределах Тюбкараганской антиклинальной зоны мощность отложений аптского яруса достигает 90 м. в своде Беке-Башкудукской антиклинальной зоны она составляет 70 м, увеличиваясь на западной периклинали до 122 м, а на восточной периклинали — до 100 м. На Узеньской антиклинали мощность аптских отложений составляет 90 м. на Жетыбайской антиклинали — 114 м, на Акпанской антиклинали — 100 м, а на Карамаинской антиклинали — 130 м. В пределах восточной части Мангышлакской системы дислокаций, на Карабаурской и Хоскудукской антиклиналях она составляет 130 м, на Шахпахтинской антиклинали — 200 м, в районах Шорджинской и Айбугирской антиклиналей — до 250 м.

Альбский ярус. Отложения альбского яруса начинаются глинами темно-серыми и черными, сланцеватыми, с тонкими прослоями песков, песчаников и конкреций темно-серого трещиноватого мергеля (септарий). Описываемые глины очень схожи с подстилающими отложениями аптского яруса и образуют с ними единую толщу. Возраст этих глин по обнаруженной в них ископаемой фауне устанавливается как нижнеальбский, а по аммонитам они разделяются на две зоны (Соколов, 1958). В пределах Восточного Мангышлака отложения нижнего альба становятся более песчанистыми. Так, в разрезах Тумгачинской антиклинали они сложены песками с караваями песчаников, перемежающимися с глинами, алевритами и прослоями плитчатого песчаника. Близкие породы отмечены и в разрезах Карашекской и Карамаинской антиклиналей. В основании нижнеальбских отложений разрезов Восточного Мангышлака прослеживается фосфоритовый горизонт мощностью 0,1 ж с многочисленными фосфоритизированными ядрами пелеципод и аммонитов. Еще более песчаным разрез нижних горизонтов альбского яруса становится в пределах Центрального Устюрта и аллювиальной равнины Дарьялыка. Мощность отложений нижнего альба на крыльях Каратауской мегантиклинали достигает 45 м, но по простиранию она резко меняется, и в ряде разрезов остается только маломощный (0,3 м) фосфоритовый прослой. В пределах Тюбкараганской и Беке-Башкудукской антиклинальных зон она составляет 30 м и увеличивается на периклиналях последней до 50—55 м. На Жетыбайской структурной террасе мощность нижнего альба достигает 54 м. Максимальная его мощность обнаружена в пределах Восточного Мангышлака. Так, в пре-

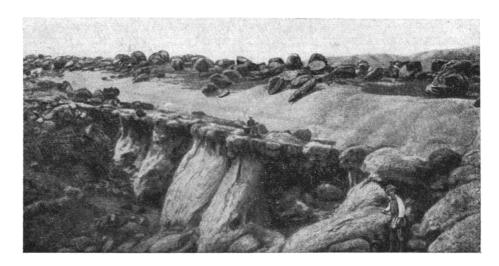
<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> А. А. Савельев и В. П. Василенко (1963) в описываемых отложениях выделяют четыре аммонитовые зоны, верхняя из которых, по А. Д. Нацкому (1918) и другим исследователям, уже входит в состав альбского яруса.

делах Тумгачинской антиклинали она достигает 100 м, а на Акпанской антиклинали — 80 м. В восточной части Мангышлакской системы дислокаций альбские отложения в настоящее время по разрезам скважин на подъярусы не разделены.

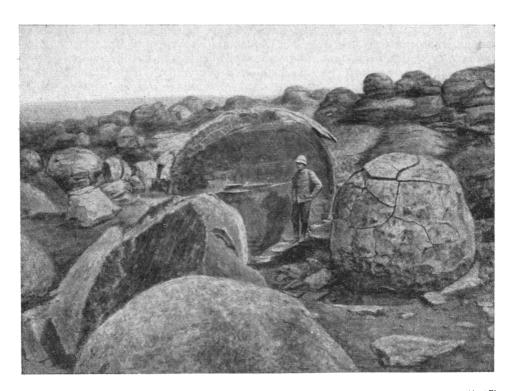
Вышележащие отложения альба слагаются глинами, неравномерно перемежающимися с песками и песчаниками (фиг. 14, 15). В нижней части преобладают глинистые породы, в верхней — появляются прослои гигантских конкреций (до 4-5 м) песчаника, иногда содержащие обильную и разнообразную ископаемую фауну. Пески — желтовато-зеленые и серые, мелкозернистые; глины — серые, песчанистые, слоистые, с примазками и присыпками алевролитов и песков по плоскостям наслоения. Песчаники часто переходят в конгломераты, состоящие из гальки, плотной окремневшей глины и песчаника, иногда с включением желваков фосфоритов. В основании толщи описываемых пород на крыльях Каратауской мегантиклинали прослеживается пласт желто-бурого песчаника, хорошо выделяющийся в рельефе в виде изолированной гряды. Однако никаких признаков перерыва и несогласия с подстилающими породами нижнего альба не обнаружено. Возраст рассматриваемых отложений устанавливается по многочисленной фауне как среднеальбский, причем по фауне аммонитов в них может быть выделено четыре зоны (Андрусов, 1915; Личков, 1927а; Соколов, 1958). В восточном направлении в отложениях среднего альба количество прослоев песков и песчаников увеличивается с одновременным общим увеличением песчанистости разреза. В этом же направлении уменьшается количество встречающихся в разрезе раковин аммонитов и одновременно увеличивается число раковин устрии, а также появляются частые прослои галечников. Так, в разрезах Тумгачинской антиклинали в районе колодца Бесокты, как описывалось выше, С. Н. Алексейчиком (1940, 1941) обнаружен прослой галечника, состоящий из гальки докаратауских пород с фауной нижнего карбона. Мощность отложений среднего альба на крыльях Каратауской мегантиклинали достигает 360 м, в пределах Тюбкараганской антиклинальной зоны — 265 м, в своде и на переклиналях Беке-Башкулукской антиклинальной зоны — 300—380 м. на Жетыбайской антиклинали — 350 м, на Узеньской антиклинали — 370 м, на Акпанской антиклинали Восточного Мангышлака — 350 м. На структурах Восточного Мангышлака (Тумгачинская, Карашекская и Карамаинская антиклинали) их мощность уменьшается до 250—300 м.

Верхняя часть разреза альбского яруса слагается преимущественно песками и песчаниками желтовато-зелеными и серыми, мелкозернистыми, с прослоями серых песчанистых глин. В верхней части разреза прослеживаются два невыдержанных по простиранию прослоя сильно песчанистых фосфоритовых желваков, местами сцементированных в плиту. Отмечаются несколько прослоев гигантских конкрепий (до 4-5 м) песчаника, приуроченных в основном к верхней части разреза. В описываемых отложениях обнаружена богатая ископаемая фауна, позволяющая отнести их к верхнему альбу, причем по аммонитам выделяются две зоны (Андрусов, 1915; Личков, 1927а; Соколов, 1958). В пределах Восточного Мангышлака в разрезе горы Кольбай по фауне аммонитов выделяется враконский горизонт, венчающий разрез альбского яруса. Мощность отложений верхнего альба на крыльях Каратауской мегантиклинали достигает 200 м, в пределах Тюбкараганской антиклинальной зоны — 105 м, на крыльях и периклиналях Беке-Башкудукской антиклинальной зоны и на Жетыбайской и Узеньской антиклиналях Южномангышлакского плато — около 150 м. На структурах Восточного Мангышлака она составляет 100—150 м.

В целом отложения альбского яруса характеризуются выдержанностью литологического состава. Лишь в восточном направлении по простиранию Мангышлакской системы дислокаций наблюдается некоторое погрубение терригенного материала. Общая мощность отложений альбского яруса на



Фиг. 14. Обнажение пород альбского яруса по Северной Прикаратауской долине. По Н. И. Андрусову (1915)



Фиг. 15. Гигантские конкреции песчаника альбского яруса. По Н. И. Андрусову (1915)

крыльях Каратауской антиклинали достигает 590 м, в своде Тюбкараганской антиклинальной зоны — 400 м, на Беке-Башкудукской антиклинальной зоне — 540 м, на Жетыбайской структурной террасе — около 550 м, на структурах Восточного Мангышлака — 500 м. В пределах Центрального Устюрта на Карабаурской антиклинали мощность отложений альбского яруса достигает 400 м, на Хоскудукской антиклинали — 490 м, на Шахнахтинской антиклинали — 420 м. В крайней восточной части Мангышлакской системы дислокаций она во всех известных разрезах скважин не превышает 300 м.

Верхний мел. Отложения верхнего мела рассмотрены в работах С. Н. Алексейчика (1941), Н. И. Андрусова (1915), Н. К. Быковой (1960), В. П. Василенко (1961), Е. А. Жуковой (1954, 1961), Н. П. Луппова (1948a), Н. Г. Попова, И. Ф. Кувшиновой (1964), Н. К. Трифонова (1957, 1959), Н. К. Трифонова и А. М. Бураго (1960а, б), Н. К. Трифонова и В. П. Василенко (1963) и Т. Н. Трифонова (1963). Породы верхнего мела имеют широкое распространение в пределах Горного Мангышлака, где они участвуют в строении почти всех антиклинальных и синклинальных структур. Здесь они слагают многочисленные хребты и крупные куэстовые гряды. В пределах п-ова Тюб-Караган они вскрываются в небольших денудационных окнах, приуроченных к своду Тюбкараганской антиклинальной зоны (урочища Тюбеджик и Ханга-Баба). Кроме того, они здесь пройдены многочисленными буровыми скважинами. В районе Беке-Башкудукской антиклинальной зоны отложения верхнего мела также имеют широкое распространение. На участках глубоких погружений этой зоны и к югу от нее, на Жетыбайской структурной террасе, они вскрываются многими скважинами. В восточной части Мангышлакской системы дислокаций отложения верхнего мела выведены на поверхность в трех сравнительно небольших по площади участках (урочища Аксаймак, Шорджа и Айбугир). Они здесь также достаточно полно изучены по многочисленным скважинам.

Сеноманский ярус. Отложения сеноманского яруса в пределах Мангышлакской системы дислокаций везде согласно сменяют породы альба. Нижняя граница обычно проводится условно по фосфоритовому прослою, над которым в большинстве разрезов появляется руководящая фауна сеноманского яруса. Выше в разрезах Горного Мангышлака идут глины буровато-серые, плотные, слоистые, с прослойками гипса, лимонита и редкими прослойками алевритистого песка. Верхняя часть разреза сеноманского яруса слагается однородной толщей песков, зеленовато-серых, глауконитовых, сильно уплотненных, с конкрециями сидерита. В верхней части песков встречаются прослои шарообразных конкреций серых плотных песчаников, достигающих в диаметре 1 м. Характерно наличие нескольких прослоев фосфоритовых плит (0.3-0.5 м), невыдержанных по простиранию. В наиболее полном разрезе горы Аксыртау по Северной Прикаратауской долине пачки глин появляются и в средней, и в верхней частях разреза сеноманского яруса (Трифонов и Бураго, 1960а). Эти пачки наблюдаются и в ряде других обнажений. Напротив, в сокращенных по мощностям разрезах глинистые пачки совершенно исчезают, и описываемые отложения полностью слагаются зеленовато-серыми глауконитовыми песками. Фациально отложения сеноманского яруса мало изменяются и в других частях Мангышлакской системы дислокаций. Лишь в обнажениях Карамаинской антиклинали глины резко преобладают. Значительно более глинистые породы наблюдаются также в обнажениях западного чинка Устюрта у горы Кольбай. В описываемых отложениях встречаются обильные остатки микро- и макрофауны, позволяющие уверенно относить их к сеноманскому ярусу, причем по комплексам фораминифер они разделяются на два подъяруса, с выделением в нижнем из них двух микрофаунистических зон (Василенко, 1961; Трифонов и

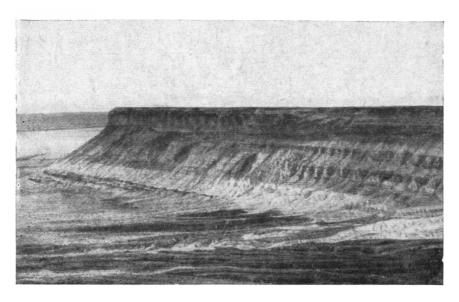
Бураго, 1960а). Мощность отложений сеноманского яруса на северном крыле Каратауской мегантиклинали достигает в разрезе горы Аксыртау 142 м. Однако по простиранию их выходов она уменьшается до 70 м, а на южном крыле — до 50 м. В пределах Тюбкарганской антиклинальной зоны в своде Тюбеджикской антиклинали она составляет всего 3,5 м, увеличиваясь на ее крыльях и в пределах Кусайникской антиклинали до 50— 60 м. На площади Беке-Башкудукской антиклинальной зоны мощность отложений сеноманского яруса изменяется от 50 м в ее центральной части до 80 м на периклиналях. Близкий порядок мощностей наблюдается и в пределах Жетыбайской структурной террасы. Максимальные мощности отложений сеноманского яруса обнаружены в пределах Восточного Мангышлака. Так, на юго-западном крыле Тумгачинской антиклинали близ колодца Бесокты их мощность равна 160 м. Близкие мощности обнаружены и на других структурах Восточного Мангышлака. В восточной части Мангышлакской системы дислокаций в районах Центрального Устюрта и низменной равнины Аму-Дарьи мощность отложений сеноманского яруса составляет около 100 м. Однако из-за сложности их отделения здесь от подстилающих отложений альба и покрывающих пород турона наметить характер изменения мощностей по отдельным структурным элементам в настоящее время не представляется возможным.

Туронский ярус. В пределах Горного Мангышлака пески сеноманского яруса вверх по разрезу постепенно сменяются песками зеленовато-серыми, мелкозернистыми, известковистыми, глауконитовыми, местами в верхней части переходящими в рыхлые песчаники. Описываемые пески практически ничем не отличаются от подстилающих песков сеноманского яруса, и отнесение их к турону произведено по появлению руководящей для этого яруса макрофауне и комплексов фораминифер (Василенко, 1961; Трифонов и Бураго, 1960а).

На песках без видимых следов перерыва и несогласия залегает слой мелких фосфоритов, рассеянных в серовато-белом или зеленовато-сером песчаном мергеле. Мощность фосфоритового слоя достигает 0,5—1 м. Выше песчаный мергель постепенно становится мелоподобным, количество песчаных частиц в нем резко уменьшается. Описываемые породы, как правило, хорошо выделяются в разрезе своей голубовато-серой окраской.

К востоку наблюдается постепенное замещение мергеля терригенным материалом. Так, в разрезах Восточного Мангышлака выше горизонта с желваками фосфоритов идут желтовато-серые крупно- и среднезернистые известковистые песчаники, переходящие в верхней части в песчанистые мергели и известняки. Местами здесь наблюдается второй слой рассеянных желваков фосфоритов. Дальше к востоку количество терригенного материала еще более увеличивается, а карбонатного — резко сокращается. В районе Карабаурской антиклинали и к востоку от нее отложения туронского яруса в нижней части слагаются преимущественно глинами серыми и зеленовато-серыми, неизвестковистыми, плотными, слоистыми, с прослоями серых алевролитов, песков и песчаников. В основании разреза здесь отмечается пласт песчаника или алевролита с богатой фауной туронских иноцерамов. Вверх по разрезу количество прослоев алевролитов, песков и песчаников увеличивается, и они начинают преобладать в разрезе. Песчаники в естественных обнажениях урочищ Аксаймак и Шорджа образуют прослои конкреций, диаметр которых достигает 1 м.

В рассматриваемых отложениях повсеместно отмечается обильная макро- и микрофауна, позволяющая уверенно отнести их к туронскому ярусу (Василенко, 1961; Трифонов и Бураго, 1960 а). Мощность отложений туронского яруса в западной части Мангышлакской системы дислокаций достигает 30—40 м, причем на нижнюю песчаную часть разреза приходится 20—30 м. К востоку наблюдается последовательное постепенное увеличение мощности, и в районе Карабаурской антиклинали она состав-



Фиг. 16. Обнажение пород сенона (Восточный Мангышлак)

ляет 70 м. Максимальная мощность отложений туронского яруса обнаруживается в крайней восточной части Мангышлакской системы дислоканий, где она достигает 125 м.

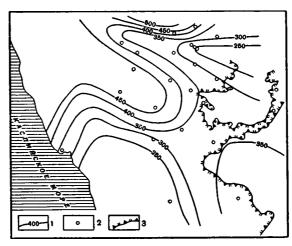
Сенонский надъярус. Коньякский ярус. В пределах Горного Мангышлака серовато-голубые мергели турона переходят в мергели серовато-белые, слоистые, постепенно сменяющиеся вверх по разрезу белым писчим мелом (фиг. 16). В этих отложениях в некоторых местах В. П. Василенко (1961) выделила комплекс фораминифер, характерный для коньякского яруса. Руководящей макрофауны в них в пределах Мангышлакской системы дислокаций до настоящего времени не обнаружено. В восточной части Мангышлакской системы дислокаций выделение отложений коньякского яруса из состава сенона не произведено, и его присутствие или отсутствие там остается в настоящее время невыясненным. Мощность отложений коньякского яруса в пределах Горного Мангышлака достигает 10 м.

Сантонский ярус. Отложения сантонского яруса представлены белым мелом, местами переходящим в мергели. В разрезах, где они подстилаются породами коньякского яруса, граница между ними может быть уловлена только по изменению комплексов фораминифер. Там, где отложения коньякского яруса отсутствуют и породы сантона подстилаются отложениями турона, граница между ними значительно более резкая.  ${
m K}$  ней часто приурочен прослой желваков фосфоритов или конгломератовидного мергеля. Отложения сантонского яруса фациально довольно хорошо выдержаны в пределах почти всей Мангышлакской системы дислокаций. Только в крайней ее восточной части в пределах Айбугирской линии антиклиналей и Шорджинской антиклинальной зоны в нижней части разреза появляются линзовидные прослои сильно известковистого песчаника. В описываемых отложениях встречается фауна, позволяющая уверенно относить их к сантонскому ярусу (Трифонов и Бураго, 1960а). По комплексу фораминифер они разделяются на два подъяруса (Василенко, 1961). Мощность отложений сантонского яруса на крыльях Каратауской мегантиклинали и на площади Тюбкараганской антиклинальной зоны достигает 30 м. В центральной части Беке-Башкудукской антиклинальной зоны она составляет 15-30 м, увеличиваясь на западной периклинали до 50 м. В пределах Восточного Мангышлака мощность отложений сантонского яруса на Тумгачинской антиклинали не превышает 20 м, у западных чинков Устюрта, в разрезе горы Кольбай, она уменьшается до 10 м, и только на крыльях Карамаинской антиклинали увеличивается до 30 м. В пределах Карабаурской антиклинальной зоны их мощность составляет 15—20 м, увеличиваясь по северному крылу до 90 м и по южному крылу — до 60 м. В пределах Каратебинской антиклинальной зоны она составляет 90 м. В своде Шорджинской антиклинальной зоны мощность отложений сантона составляет 25—30 м, увеличиваясь на западном крыле до 60 м. На Айбугирской линии антиклиналей она в пределах Ждановского поднятия составляет 30 м.

Кампанский ярус. Отложения кампанского яруса повсеместно слагаются белым и светло-серым писчим мелом, неслоистым, но в ряде разрезов отмечаются прослои мергелей и мела с синеватым оттенком, различной плотности. С подстилающими отложениями сантонского яруса они повсеместно связаны постепенным переходом, и граница между ними проходит внутри однородной толщи белого мела и может быть намечена только по фаунистическим остаткам. В описываемых отложениях обнаружен разнообразный комплекс макрофауны, позволяющий отнести вмещающие слои к кампанскому ярусу (Трифонов и Бураго, 1960а). По комплексу фораминифер они разделяются на два подъяруса (Василенко, 1961). Мощность отложений кампанского яруса на крыльях Каратауской мегантиклинали достигает в районе горы Куш 110 м, в урочище Сулукапы — 120 м, но в нескольких километрах к востоку от указанного разреза она сокращается до 30 м. Наиболее часто мощности отложений кампанского яруса здесь измеряются в пределах 60-80 м. В пределах Тюбкараганской антиклинальной зоны мошность отложений кампанского яруса составляет 50-60 м, в пределах Беке-Башкудукской антиклинальной зоны в ее пентральной части она уменьшается до 40 м, затем увеличивается до 110 м на западной и до 140 м на восточной периклиналях. Такие же большие мощности этих отложений отмечаются и во впадине Узень на крыльях Аксайской антиклинали. На юго-западном крыле Тумгачинской антиклинали восточнее колоддев Бесокты мощность кампанского яруса составляет 130 м, но на ряде структур она сильно сокращается: в разрезах Карамаинской антиклинали — до 45 м, на горе Сокур — до 35 м, а в западных чинках Устюрта у колодца Кожакорган — до 15 м. В восточной части Мангышлакской системы дислокаций, на крыльях Карабаурской антиклинали мощность пород кампана составляет 80—100 м, в пределах Каратебинской антиклинальной зоны — 100 м, в своде Шорджинской антиклинальной зоны мощность уменьшается до 50 м и затем увеличивается на ее крыльях до 70-80 м; в пределах Айбугирской линии антиклиналей она составляет 70-80 м.

Маастрихтский ярус. Отложения маастрихтского яруса слагаются в западной части Мангышлакской системы дислокаций белым писчим мелом, иногда с желтоватым оттенком, плотным. Переход от подстилающих отложений кампана очень постепенный, но иногда визуально эта граница намечается по смене более темных тонов пород кампанского яруса более светлой окраской отложений маастрихтского яруса. В верхней части разреза появляются прослои светло-серого известняка, местами доминирующего в разрезе, и изредка встречаются конкреционные прослои черного кремня. По южному крылу Каратауской мегантиклинали в обрывах хребта Южный Актау в верхней части меловых пород маастрихтского яруса обнаруживаются примеси песчаного материала. В более погруженных участках этого крыла и по северному крылу Беке-Башкудукской антиклинальной зоны количество песчаного материала заметно уменьшается. В юго-восточной части Тумгачинской антиклинали в урочище Белясень верхняя часть разреза маастрихтского яруса слагается сильно песчанистыми известняками, содержащими до 30% плохо окатанного песчаного

материала. Близ выхода пород акмышской свиты верхнего триаса, которые соприкасаются с отложениями верхнего мела по разломам, в описываемых известняках встречаются неокатанные угловатые обломки известняков, аргиллитов и песчаников акмышской свиты, достигающих нескольких десятков сантиметров в размере. В восточной части Мангышлакской системы дислокаций отложения маастрихтского яруса слагаются в основном светло-серыми до белых мергелями, иногда переходящими даже в зеленовато-серые, сильно известковистые глины (урочище Айбугир). В верхней части их разреза здесь также появляются прослои мергелистых известняков, а на Шахпахтинской антиклинали — известковистого



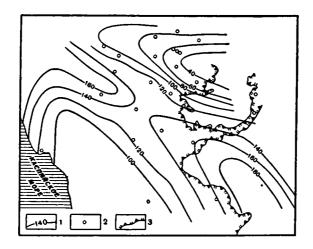
Фиг. 17. Карта равных мощностей отложений турона и сенона западной периклинали Беке-Башкудукской антиклинальной зоны и Южномангышлакского прогиба:

1 — линии равных мощностей; 2— скважины, прошедшие эти отложения; 3 — чинки (обрывы) бессточных впадин

песчаника. В описываемых отложениях встречается обильная фауна, позволяющая уверенно относить их к маастрихтскому ярусу 1948а; Трифонов и Бураго, 1960а). По белемнителлам и комплексам фораминифер они могут быть разделены на два подъяруса с выделением в верхнем из них двух зон (Василенко, 1961; Жукова, 1954; Луппов, 1948а; Трифонов и Бураго, 1960а). Мощность отложений маастрихтского яруса на Каратауской мегантиклинали по северному ее крылу в урочище Чиликты достигает 285 м, в остальных частях мегантиклинали она, как правило, не выходит за пределы 200-230 м, но в западной ее части нередко сокращается до 100-150 м, в основном за счет выпадения верхних горизонтов. В пределах Тюбкараганской антиклинальной зоны мощность отложений обоих подъярусов маастрихта достигает всего 40 м, в пределах Беке-Башкудукской антиклинальной зоны она изменяется от 40 м в западной ее части у колодца Беке до 160 м по северному крылу зоны у горы Игез: по южному ее крылу она не превышает 60 м. В Тюесуинском прогибе мощность маастрихта увеличивается до 180 м, на крыльях Тумгачинской антиклинали она колеблется в пределах 85—100 м, а на Карамаинской антиклинали она составляет 100 м. В Аличкинско-Боктинской синклинальной зоне Восточного Мангышлака мощность отложений маастрихтского яруса превышает 200 м, в Бусагинской — она составляет 160 м, а на крыльях Акорпинской антиклинали сокращается до 120-130 м. на крыльях Карабаурской и Каратебинской антиклинальных зон достигает 140-160 м. В крайней восточной части Мангышлакской системы

дислокаций в центральной части Айбугирской антиклинали мощность маастрихтского яруса местами сокращается до 30 м, но затем увеличивается на крыльях и в сопряженных синклиналях до 140—150 м. Такие же соотношения наблюдаются и в пределах Шорджинской антиклинальной зоны.

Общая мощность отложений сенонского надъяруса в пределах Каратауской мегантиклинали достигает 330—350 м, но в ряде разрезов сокращается до 250—300 м. В пределах Тюбкараганской антиклинальной зоны она, по данным глубоких разведочных скважин на Кусайникской антиклинали, не превышает 150 м; в центральной части Беке-Башкудукской антиклинальной зоны она составляет 100—160 м, затем увеличивается до



Фиг. 18. Карта равных мощностей отложений датского яруса западной периклинали Беке-Башкадукской антиклинальной зоны и Южномангышлакского прогиба:

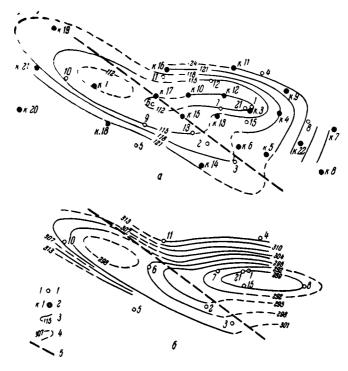
1 — линии равных мощностей; 2 — скважины, прошедшие эти отложения; 3 — чинки (обрывы) бессточных впадин

300 м на ее западной периклинали (фиг. 17); в своде Жетыбайской антиклинали мощность сенона до 120 м, на ее крыльях увеличивается до 170—180 м. В пределах Восточного Мангышлака мощность отложений сенона достигает 300—340 м, но нередко сокращается до 150—200 м (крылья Тумгачинской антиклинали). В пределах Карабаурской и Каратебинской антиклинальных зон и Шахпахтинской антиклинали она достигает 300—350 м. В крайней восточной части Мангышлакской системы дислокаций в пределах Айбугирской линии антиклиналей и Шорджинской антиклинальной зоны она не превышает 150 м, увеличиваясь на глубоких их погружениях до 270—300 м.

Датский ярус. Отложения датского яруса, как правило, начинаются пластом слоистого серого известняка, очень крепкого, с характерным комковатым строением и ячеистой поверхностью выветривания. Иногда в южной его части отмечаются желваки фосфоритов. Известняк залегает на подстилающем меле маастрихтского яруса в большинстве разрезов без видимых следов перерыва, но с довольно четкой границей. Только в западной части Каратауской мегантиклинали Н. Ф. Кузнецовой (1958) отмечается выпадение верхних горизонтов маастрихта, по-видимому, за счет срезания их вышележащими породами датского яруса. Выше идут известняки желтовато-серые и желтовато-белые, мягкие, мшанковые, песчанистые, причем количество песчаных примесей увеличивается вверх по разрезу. Характерной особенностью является присутствие в них многочис-

ленных прослоев кремневых конкреций. По южному крылу Каратауской мегантиклинали в породах датского яруса отмечается значительное увеличение терригенного материала, полное отсутствие прослев кремневых конкреций и значительное уменьшение плотности пород.

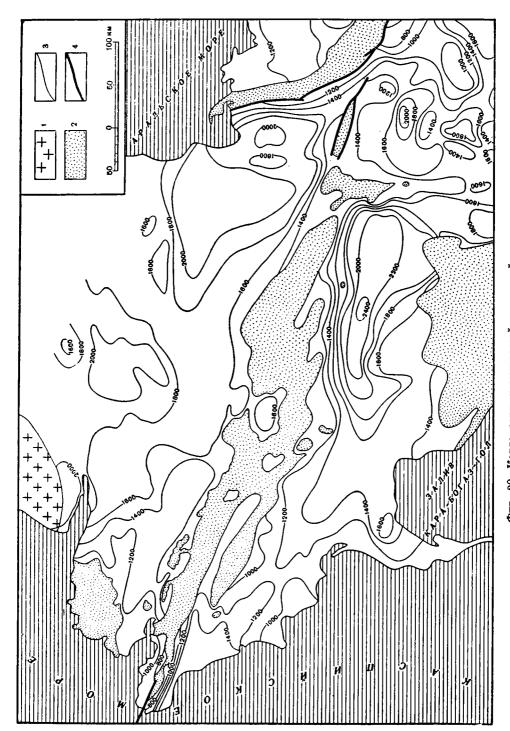
В пределах Беке-Башкудукской антиклинальной зоны прослои кремневых конкреций обнаружены только в разрезах у сора Мурзаир. Отсутствуют они также и в пределах Тюбкараганской антиклинальной зоны. В пределах Восточного Мангышлака в районе Тумгачинской антиклинали



Фиг. 19. Карта равных мощностей верхнего (без сеномана) мела (а) и апт-неокома (б) Жетыбайской антиклинали. По В. В. Козмодемьянскому (1963)

1 — глубокие разведочные скважины; 2 — структурно-поисковые скважины; 3—изопахиты верхнего мела; 4 — изопахиты апт — неокома; 5 — линии сброса

количество терригенных примесей резко возрастает. Здесь песчанистые известняки нижней части разреза постепенно переходят вверх по разрезу в плотные известковистые песчаники. В урочище Белясень в них содержатся неокатанные обломки пород акмышской свиты верхнего триаса. При удалении от центральной части Тумгачинской антиклинали количество терригенных примесей в отложениях датского яруса резко уменьщается. На Шахпахтинской антиклинали в основании известняков датского яруса обнаружена мелкая галька карбонатных пород, а выше по разрезу отмечаются прослои конкреций кремня и остатки костей рыб. Возраст описываемых отложений устанавливается по многочисленной фауне и комплексам фораминифер, позволяющим уверенно относить вмещающие слои к датскому ярусу (Василенко, 1961; Кузнецова, 1958; Трифонов и Бураго, 1960а). Мощность отложений датского яруса в западной части Каратауской мегантиклинали достигает 140 м, в восточном направлении она постепенно сокращается и на крыльях восточной ее части составляет 30-40 м. Однако по падению слоев в наиболее погруженных



1 — Русская платформа; 2 — меловые, юрские и пермо-триасовые отложения на поверхности; 3—линии равных мощностей; 4 — разломы Фиг. 20. Карта равных мощностей отложений мела:

частях крыльев Каратауской мегантиклинали она вновь увеличивается до 50-60 м. Небольшие мощности отложений датского яруса отмечаются в полосе антиклиналей, проходящих к северу от хребта Северный Актау, где они не превышают 10 м. В пределах Тюбкараганской антиклинальной зоны мощность отложений датского яруса также не превышает 10 м. в пределах Беке-Башкудукской антиклинальной зоны преобладает мощность 50-60 м, но на ее западной периклинали она возрастает до 120 м (фиг. 18), а в прилегающем Сегендыкском прогибе — до 150 м. К югу от центральной части Беке-Башкудукской антиклинальной зоны мощность датского яруса, по-видимому, сокращается, и на крыльях Аксайской антиклинали она не превышает 15-20 м. В пределах Восточного Мангыплака мощность отложений датского яруса в разрезах Аличкинско-Боктинской синклинальной зоны достигает 60 м, уменьшаясь в южной ее части до 20-30 м. В юго-восточной периклинали Тумгачинской антиклинали у горы Белясень она достигает 12—14 м, увеличиваясь в более погруженных участках периклинали до 45 м. Небольшие мощности (до 10 м) этих пород, подчеркивающие северное крыло Тузбаирской антиклинальной зоны, отмечаются по чинкам Устюрта. В Бусагинской синклинальной зоне мощность датских отложений достигает 40 м и сокращается почти вдвое на крыльях сопряженных антиклиналей. По северному крылу Карабаурской антиклинальной зоны отложения датского яруса почти повсеместно отсутствуют, и на породы маастрихта непосредственно налегают отложения палеогена. На Каратебинской и южном крыле Карабаурской антиклинальных зон она достигает 30 м, увеличиваясь на глубоко погруженных участках крыльев до 50 м. В сводовой части Шахпахтинской антиклинали отложения датского яруса отсутствуют, а на крыльях они появляются и достигают мощности 20 м. В крайней восточной части Мангышлакской системы дислокаций мощность рассматриваемых пород не превышает 10 м, а на своде Айбугирской антиклинали они также отсутствуют.

Изменение мощностей отложений верхнего мела (без сеномана и апт — неокома для района Жетыбайской антиклинали приведены на фиг. 19.

Общая мощность отложений мела известна по данным глубоких разведочных скважин, расположенных по периферии Мангышлакской системы дислокаций, и по материалам сейсморазведочных профилей, на которых прослеживаются два опорных отражающих горизонта, приуроченных к подошве и кровле меловых отложений. Изменение мощности приводится на фиг. 20. Следует отметить, что на крыльях Каратауской мегантиклинали общая мощность меловых отложений в непрерывном разрезе составляет не менее 1300 м.

#### Палеоген и нижний миоцен

Отложения палеогена и нижнего миоцена рассмотрены в работах Н. Н. Бархатовой (1961), Н. К. Быковой (1960), И. И. Гладкова и других (1955), Р. Г. Гарецкого и И. С. Плещеева (1964), В. А. Ивановой (1961), А. П. Ильиной (1953, 1963), Н. П. Кандинова и В. А. Ивановой (1960), И. А. Коробкова и Р. И. Макаровой (1959), К. В. Кручинина (19636), Н. Ф. Кузнецовой (1952, 1958), В. В. Лаврова (1961), В. В. Лаврова и М. С. Котовой (1963), Е. В. Ливеровской (1956, 1960), Р. Л. Мерклина и других (1960), Н. Г. Попова и Г. Ф. Пантелеева (1961), С. С. Размысловой (1956), А. С. Столярова (1958, 1961), Е. С. Тихомировой (1963, 1964) и А. Л. Яншина (1950).

Породы палеогена и нижнего миоцена выполняют синклинальные зоны в пределах Мангышлакской системы дислокаций и сплошным бордюром окаймляют ее периферию. В пределах Горного Мангышлака они изучены по многочисленным естественным обнажениям. В западной части системы они скрываются под покровом неогена, и только в денудационных

впадинах Тюбеджик и Ханга-Баба и в чинках плато Тюб-Караган вскрываются их верхние горизонты. Но значительный объем бурения, проведенный на этой территории, позволяет с достаточной полнотой осветить строение палеогеновых и нижнемиоценовых толщ. В восточной части Мангышлакской системы дислокаций они также почти повсеместно перекрыты отложениями неогена или четвертичными наносами и выходят на поверхность только во впадине Шахпахты и в чинках Устюрта в урочище Айбугир. Поэтому и их строение здесь описывается в основном по данным многочисленных буровых скважин. Залегают они почти везде со слабо выраженным перерывом на подстилающих известняках датского яруса. Только на северном крыле Карабаурской антиклинальной зоны, в своде Шахпахтинской антиклинали и в урочище Айбугир, на западной периклинали одноименной антиклинали, датские известняки полностью срезаны, и отложения палеогена ложатся на мел маастрихтского яруса.

Палеоцен и нижний эоцен. Отложения палеогена по южному крылу и западной части северного крыла Каратауской мегантиклинали и в пределах Беке-Башкудукской антиклинальной зоны начинаются песками и рыхлыми песчаниками, желтовато-серыми и зеленоватыми, кварцево-глауконитовыми. Они залегают здесь на слабо размытой поверхности известняков датского яруса. В их основании прослеживаются включения желваков фосфоритов, переотложенных из пород мела. Близкий состав пород наблюдается и в южной части Восточного Мангышлака. Восточнее горы Унгозы по северному крылу Каратауской мегантиклинали пески и песчаники нижних горизонтов палеогена постепенно переходят в мергели зеленовато-серые и голубовато-серые, глинистые, с прослоями песчанистых известняков. В еще более восточных разрезах хребта Северный Актау и на крыльях Кошкар-Кысыккудукской антиклинали они слагаются известняком зеленовато-серым, песчанистым, с комковатым или тонкоплитчатым строением. В разрезе ущельев Джильче и Каурта-Капы в их основании залегают красно-бурые глинистые мергели. В восточной части Мангышлакской системы дислокаций отложения палеоцена и нижнего эоцена также представлены мергелями, известняками и глинами коричневатых, серых, желтовато-бурых и зеленовато-серых оттенков. По ряду разрезов здесь также в их основании наблюдается галька подстилающих меловых пород и желваки фосфоритов. В описываемых породах в нижней части обнаружен комплекс фораминифер верхнего палеоцена, а в верхней части — нижнего эоцена (Иванова и др., 1961; Кузнецова, 1958: Ливеровская, 1960). Только на западной периклинали Беке-Башкудукской антиклинальной зоны в районе кладбища Есен в зеленовато-серых глауконитовых песках, в песчаниках и мергелях по южному крылу Тюбеджикской антиклинали на п-ове Тюб-Караган обнаружен комплекс фораминифер нижнего палеоцена (Ливеровская, 1960). Мощность отложений палеоцена и нижнего эоцена в пределах Мангышлакской системы дислокаций в большинстве разрезов не превышает 10 м, только в разрезах Каурта-Капы по северному крылу Каратауской мегантиклинали она возрастает до 40 м, а на южном крыле в разрезах Суллу-Капы и Чакыргана составляет 25-30 м. Примерно такая же их мошность обнаружена и на восточном крыле Шорджинской антиклинали. Отложения палеоцена и нижнего эоцена отсутствуют в разрезах Кошакской антиклинали в пределах Северомангышлакской низменности, в восточной части Чакырганской и северной части Аличкинско-Боктинской синклинальных зон. Они не обнаружены в пределах Бусагинской синклинальной зоны, на крыльях Каратебинской, на южном крыле Карабаурской антиклинальной зоны и в погруженной части свола Шорджинской антиклинали.

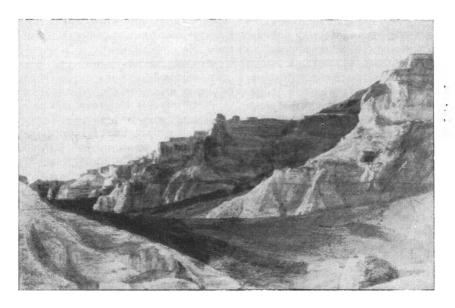
Средний — верхний эоцен. Усакская свита. Отложения усакской свиты либо без видимых следов перемыва, с четким литологическим контактом, залегают на породах палеоцена — нижнего эоцена, либо со

сдабо выраженным перерывом — на известняках датского яруса. Причем в последнем случае в их основании иногда прослеживаются желваки фосфоритов и мелкая известковистая галька. На северном крыле Каратауской мегантиклинали, в разрезах хребта Северный Актау отложения усакской свиты начинаются известняками светло-серыми, плотными, с характерным комковатым строением, в самых низах известняки приобретают зеленоватый оттенок. К северу при удалении от оси Каратауской мегантиклинали известняки верхней части разреза переходят в светло-серые плитчатые мергели. Еще дальше на север на крыльях Кошак-Кисыккудукской антиклинали комковатые известняки полностью замещаются светло-серыми до белых плитчатыми мергелями, с конкрециями бурого железняка. На южном крыле и западной периклинали Каратауской мегантиклинали отложения усадской свиты слагаются в нижней части известняками светло-серыми, нуммулитовыми, иногда с мелкими желваками фосфоритов, один из прослоев которых приурочен к их основанию. Вверх по разрезу они постепенно сменяются зеленовато-серыми глауконитовыми песками. К югу от оси Каратауской мегантиклинали, в сторону оси Чакырганского прогиба нуммулитовые известняки и глауконитовые пески постепенно замещаются комковатыми известняками, а затем плитчатыми мергелями, Такие же соотношения наблюдаются и вдоль других антиклинальных структурных элементов Горного Мангышлака. Таким образом, отложения усакской свиты в разрезах, наиболее приближенных к оси антиклинальных зон, слагаются нуммулитовыми известняками и глауконитовыми песками и песчаниками. При удалении в сторону более погруженных зон наблюдается их замещение комковатыми известняками, лишенными нуммулитов, причем в первую очередь происходит замещение верхних горизонтов. В свою очередь, в верхней части комковатых известняков появляются плитчатые мергели, которые в сторону погруженных зон полностью замещают комковатые известняки.

В восточной части Мангышлакской системы дислокаций отложения усакской свиты также повсеместно слагаются карбонатными породами. Это преимущественно известняки светло-серые до белых, с прослоями мергелей.

В описываемых породах в пределах всей Мангышлакской системы дислокаций обнаружен обильный комплекс фораминифер, позволяющий уверенно относить вмещающие отложения к среднему эоцену (Иванова и др., 1961; Кузнецова, 1958; Ливеровская, 1960). В самой верхней части этих отложений, выделяемых Е. В. Ливеровской (1960) в западной части Мангышлакской системы дислокаций под названием аманкизилитской свиты, а в восточной части (Иванова и др., 1961) под названием ильялинского горизонта, встречен верхнеэоценовый комплекс фораминифер. Таким образом, отложения усакской свиты относятся большей своей частью к среднему эоцену, но верхи принадлежат уже к верхнему эоцену (Иванова и др., 1961; Ливеровская, 1960).

Мощность отложений усакской свиты изменяется по северному крылу Каратауской мегантиклинали от 7—10 м в разрезах, приближенных к оси мегантиклинали, до 25—30 м в более погруженных частях. В пределах Кошакской и Кошкар-Кисыккудукской антиклиналей она уменьшается до 15 м, а к северу, в пределах Южнобузачинского прогиба — вновь увеличивается до 35—45 м. По южному крылу мегантиклинали мощность этих отложений составляет 16 м. В пределах Тюбкараганской антиклинальной зоны в большей части ее свода отложения усакской свиты отсутствуют и появляются только на южном крыле Кусайникской антиклинали, где их мощность совместно с отложениями нижнего эоцена не превышает 3 м; в пределах Беке-Башкудукской антиклинальной зоны она составляет 5—10 м, затем увеличивается в Чакырганской синклинальной зоне до 15—20 м, а в западной ее части — до 40 м; на крыльях Узеньской



Фиг. 21. Обнажение мергелей шорымской свиты верхнего эоцена (Северный Актау)

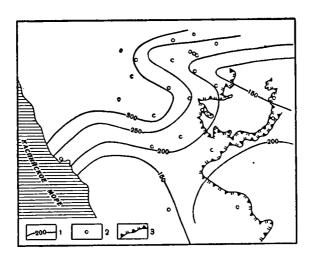
антиклинали она измеряется 2—5 м, а в более погруженных зонах увеличивается до 40 м. В пределах синклинальных зон Восточного Мангышлака их мощность достигает 30 м, уменьшаясь на юго-восточной периклинали Тумгачинской антиклинали до 10 м. Вдоль чинков Устюрта в районе Тузбаирской антиклинальной зоны она изменяется от 18 м в их западной части до 40 м в районе оврага Баюрбас, к востоку от него она вновь уменьшается, составляя к югу от горы Кольбай 20 м. В Бусагинской синклинальной зоне мощность отложений усакской свиты достигает 40 м, такие же мощности наблюдаются на крыльях Каратебинской антиклинальной зоны, а в Карабаурской антиклинальной зоне уменьшается до 20 м. К крайней восточной части Мангышлакской системы дислокаций в сводах антиклиналей мощность пород усакской свиты составляет 25—30 м, увеличиваясь на крыльях и в синклиналях до 60 м.

Шорымская свита. Отложения шорымской свиты везде согласно налегают на подстилающие породы усакской свиты. Они слагаются мергелями светло-коричневыми, опоковидными, легкими, с прослоями гипса (фиг. 21). В них почти повсеместно отмечаются большие скопления ископаемых остатков рыб. В разрезах, приближенных к сводам антиклинальных структурных элементов, в мергелях появляются примеси песчаного материала. Так, по южному крылу Каратауской мегантиклинали в наиболее приближенных к своду разрезах (район Суллу-Капы и Чакыргана) они представлены коричневыми песчаниками, глинистыми, рыхлыми, с прослойками бурого железняка в основании. В восточной части Мангышлакской системы дислокаций шорымская свита слагается мергелями серовато-коричневыми, темно-коричневыми и зеленовато-коричневыми, плитчатыми, битуминозными, с прослоями пепловых туфов. Последние отмечаются и в разрезах Горного Мангышлака. В отложениях шорымской свиты встречается обильный комплекс планктонных фораминифер, позволяющий отнести вмещающие слои к верхнему эоцену (Иванова и др., 1961; Кузнецова, 1958; Ливеровская, 1960; Попов и Пантелеев, 1961). Мощность отложений шорымской свиты у северного подножия хребта Северный Актау, приуроченного к расположенной здесь синклинали, составляет 35 м; на юг, в сторону свода Каратауской мегантиклинали, ее

мощность постепенно уменьшается, а на гребне хребта она полностью выпадает из разреза. К северу от синклинали, в сторону Кошкар-Кысыккулукской и Кошакской антиклиналей, мощность шорымской свиты также уменьшается до 5-6 м и затем вновь увеличивается в Южнобузачинском прогибе до 50 м. По южному крылу Каратауской мегантиклинали мощность этих отложений изменяется от 25 м до полного выклинивания в сторону свода мегантиклинали. В пределах Тюбкараганской антиклинальной зоны отложения шорымской свиты появляются на крыльях Кусайникской антиклинали, где их мощность достигает 7 м, на глубоком погружении западной периклинали Беке-Башкудукской антиклинальной зоны увеличивается до 30 м, а в центральной части Южномангышлакского прогиба — до 85 м. В пределах Восточного Мангышлака она изменяется от 2 м в относительно приподнятых зонах до 18 м в относительно опущенных разрезах. В Бусагинской синклинальной зоне мощность отложений шорымской свиты достигает 45 м, а на северных крыльях Карабаурской антиклинальной зоны — 40—45 м; затем она увеличивается по южной периферии Мангышлакской системы дислокаций до 60-65 м, а в центральной части Ассакеауданского прогиба — до 120 м. В крайней восточной части Мангышлакской системы дислокаций мощность отложений пюрымской свиты изменяется от 30 м на крыльях антиклинальных структур до 80 м в синклиналях.

Адаевская свита. Отложения адаевской свиты почти повсеместно залегают согласно на породах шорымской свиты и лишь на крыльях Каратауской мегантиклинали, где последние отсутствуют, они со слабым несогласием ложатся на породы усакской свиты. Отложения адаевской свиты слагаются мергелем светло-серым до белого, со слабым зеленоватым или голубоватым оттенком, мелоподобным, мягким, иногда глинистым. Часто прослеживаются разности, окрашенные в розовые тона. Характерной особенностью является наличие включений многочисленных железистых конкреций, достигающих 10—15 см в диаметре; конкреции с поверхности покрыты коркой гидроокислов железа с гипсом, а внутри состоят из мелкозернистого марказита, пирита и порошкового ярозита. По крыльям Каратауской мегантиклинали в сторону ее свода в мергелях адаевской свиты появляются примеси песчаного материала, и в разрезах Суллу-Капы и Чакыргана они переходят в известковистые грязно-розовые мелкозернистые песчаники. Такие же породы обнаружены и на п-ове Тюб-Караган на южном крыле Кусайникской антиклинали. В восточной части Мангышлакской системы дислокаций разрез адаевской свиты хорошо разделяется на три выдержанные пачки: нижнюю слагают белые с зеленоватым оттенком мергели, среднюю — красно-бурые и верхнюю зеленоцветные мергели. В описываемых отложениях встречен богатый комплекс верхнеэоценовых фораминифер (Иванова и др., 1961; Кузнецова, 1958; Ливеровская, 1960). Мощность отложений адаевской свиты у северного подножия хребта Северный Актау, приуроченного к расположенной здесь синклинали, достигает 35-40 м; на юг, в сторону свода Каратауской мегантиклинали, она постепенно уменьшается и на гребне хребта составляет всего 8-10 м. К северу от Северного Актау в Южнобузачинском прогибе она увеличивается до 45 м. На южном крыле Каратауской мегантиклинали, в центральной части Чакырганского прогиба. их мощность изменяется от 10 до 46 м. В пределах Тюбкараганской антиклинальной зоны мощность отложений адаевской свиты на южном крыле Кусайникской антиклинали составляет 8 м, на крыльях Беке-Башкулукской антиклинальной зоны — 5—10 м, на север и на юг в сторону прогибов она возрастает до 20 м, в наиболее погруженной части Южномангышлакского прогиба — до 90 м. В синклиналях Восточного Мангышлака мошность этих отложений изменяется от 18 м на их крыльях до 30 м в наиболее погруженных частях, а в Бусагинской синклинальной зоне --

до 50 м. Такие же соотношения мощностей адаевской свиты наблюдаются и в более восточных частях Мангышлакской системы дислокаций, причем в структурно-приподнятых разрезах она составляет 30 м, а в сопряженных прогибах — до 80 м. Суммарное изменение мощностей отложений палеоцена и эоцена для западной части Беке-Башкудукской антиклинальной зоны и сопряженных с ней с юга прогибов приведены на фиг. 22.

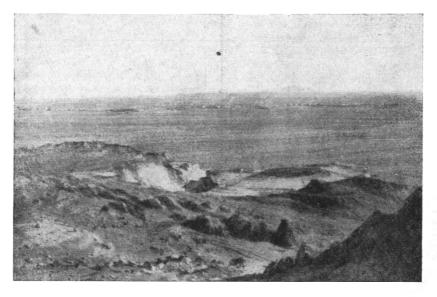


Фиг. 22. Карта равных мощностей отложений палеоцена и эоцена западной периклинали Беке-Башкудукской антиклинальной зоны и Южномангышлакского прогиба:

1 — линии равных мощностей; 2 — скважины, прошедшие эти отложения; 3 — чинки (обрывы) бессточных впадин

Олигоцен — нижний миоцен (майкопская серия). Отложения майкопской серии в пределах Мангышлакской системы дисло-каций залегают почти повсеместно с резкой литологической границей, но без видимых следов перерыва, на подстилающих мергелях адаевской свиты верхнего эоцена (фиг. 23). Только в своде Тюбкараганской антиклинальной зоны отложения майкопской серии резко несогласно ложатся на различные горизонты верхнего мела, причем угловое несогласие между ними на Тюбеджикской антиклинали достигает 15°. Значительно меньшее несогласие отмечается на юго-восточной периклинали Тумгачинской антиклинали. Здесь отложения майкопской серии ложатся на различные горизонты адаевской и шорымской свит, причем в их основании прослеживается корочка бурых железистых песчаников толщиной 2—5 см.

Представлены отложения майкопской серии довольно однообразной толщей сланцевых глин зеленовато-серого, темно-серого, желто-бурого, голубовато-серого и других цветов. На выветрелой поверхности они везде имеют буроватый оттенок. Глины песчанистые, прослоями жирные. В них часто встречаются включения гипса, прослои сидеритовых и мергелистых конкреций и прослои черных глин с примазками порошкообразных окислов марганца. Почти по всей толще встречаются мелкие конкреции и отдельные рассеянные кристаллы марказита и пирита. Значительные отличия имеет разрез отложений олигоцена в центральной части Чакырганского прогиба. Здесь в их основании прослеживаются темно-бурые глины, которые выше сменяются светло-голубыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Еще выше следуют пески зеленовато-серые и желто-серые, кварцево-глауконитовые, переходящие в слабо сцементированные песчаники с подчиненными прослоями буроватых глин и алевролитов и прослоями марганцевых руд, представляющих собой скопления



Фиг. 23. Обнажение глин олигоцена в районе хребта Северный Актау. Белые тона дают мергели адаевской свиты верхнего эоцена

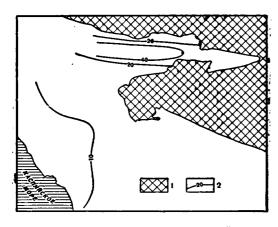
конкреций из псиломелана, пиролюзита и других марганцевых минералов. Венчается разрез олигоценовых отложений в Чакырганском прогибе глинами серыми и коричневатыми, с остатками рыбьей чешуи. Описанный разрез олигоцена имеет сравнительно незначительное распространение. К югу, в сторону Южномангышлакского прогиба, он быстро сменяется монотонной толщей глин майкопской серии. Такое же замещение наблюдается и по простиранию Чакырганской синклинальной зоны.

Очень близкие отложения наблюдаются в нижней части майкопской серии и в пределах крайней восточной части Мангышлакской системы дислокаций. Однако в верхней ее части состав слагающих пород резко изменяется. Здесь преобладают гипсы серые, зеленовато-серые, коричневатые, пепельно-серые, в верхней части пестроокрашенные. Глины неизвестковистые, плотные, неслоистые, иногда содержат незначительную примесь песчано-алевритистого материала, количество которого в верхней части разреза возрастает. Среди глин отмечаются редкие маломощные прослои известняков, известковистых алевролитов и включения обуглившихся растительных остатков. Эта часть разреза В. А. Ивановой и другими (1961) выделена под названием дарьялыкской свиты.

Возраст майкопской серии пород по находкам в них многочисленных моллюсков и комплексов фораминифер устанавливается как олигоценовый и нижнемиоценовый (Иванова, 1961; Иванова и др., 1961; Мерклин и др., 1960; Столяров, 1958, 1961), причем дарьялыкская свита восточной части Мангышлакской системы дислокаций принадлежит к среднему,

верхнему олигоцену и нижнему миоцену.

Изменение мощности в майкопской серии пород в пределах центральной части Мангышлакской системы дислокаций происходит в основном за счет их срезания вышележащими отложениями среднего миоцена. Однако в районе Чакырганского прогиба наблюдается увеличение мощностей отдельных составляющих его горизонтов к оси прогиба (фиг. 24 и 25). По южной периферии Мангышлакской системы А. С. Столяровым (1961) установлено как общее изменение первоначальных мощностей (исключая влияние последующего неогенового среза), так и изменение отдельных составляющих ее горизонтов (фиг. 26, 27, 28, 29, 30). Общая

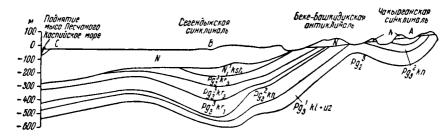


Фиг. 24. Карта равных мощностей узунбасской свиты нижнего олигоцена района Чакырганского прогиба. По Е. С. Тихомировой

Фиг. 25. Карта равных мощностей куюлусской свиты нижнего олигоцена района Чакырганского прогиба. По Е. С. Тихомировой

1 — доолигоценовые отложения на поверхно- $^{3}$  [1 — доолигоценовые отложения на поверхности; сти; 2 — линии равных мощностей 2 — линии равных мощностей

мощность олигоцена (без самых верхов верхнего олигоцена и нижнего миоцена) достигает в Южномангышлакском прогибе 700 м, уменьшаясь в сторону южной периферии Мангышлакской системы дислокаций до 200 м. В восточной ее части мощность отложений олигоцена и нижнего миоцена достигает в сопряженном с ней Хорезмско-Измаилском прогибе 350—400 м. Мощность отложений нижнего олигоцена изменяется от 180 м в наиболее погруженной части Хорезмско-Измаилского прогиба до 90 м



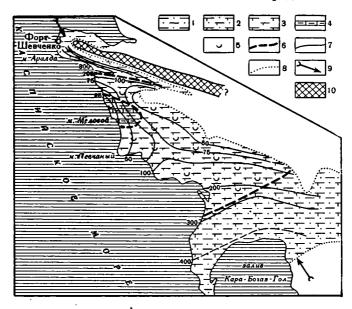
Фиг. 26. Поперечный разрез через западную часть Южномангышлакского прогиба. По А. С. Столярову (1961)

 $Pg_3^1kl+uz$  — куюлусская и узунбасская свиты нерасчлененные;  $Pg_3^2kn$  — кенджалинская свита;  $Pg_3^3kr$  — карагиинская свита:  $Pg_3^3kr_1$  —нижняя подсвита,  $Pg_3^3kr_2$  — средняя (рыбная) подсвита,  $Pg_3^3kr_3$  — верхняя подсвита;  $N_1^1ksh$  — кашкаратинская свита; N — отложения среднего миоцена, верхнего миоцена и плиоцена

в своде Ждановской антиклинали Айбугирской линии антиклиналей. Сокращение мощностей вышележащих отложений дарьялыкской свиты от центра прогиба в сторону Мангышлакской системы дислокаций происходит, по данным В. А. Ивановой и других (1961), в основном за счет выпадения верхних ее горизонтов, срезаемых вышележащими породами среднего миоцена. Максимальная известная мощность майкопской серии пород обнаружена в центральной части Южномангышлакского прогиба, где она достигает 779 м.

Общая полная мощность пород, слагающих второй структурный ярус платформенного чехла может быть определена только в окружающих Мангышлакскую систему дислокаций прогибах, где она достигает 4000 м.

В пределах самой системы верхние горизонты уничтожены на большей части территории предсреднемиоценовым и современным срезом. Однако общая мощность пород второго структурного яруса в центральной части системы не превышала 2500 м. Увеличение мощности в сторону окружающих ее прогибов происходит главным образом за счет нижних и верхних его горизонтов, т. е. за счет юры и палеогена. Напротив, отложения мела изменяются в значительно меньших пределах. Так, общая

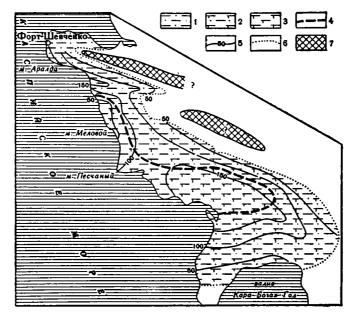


Фиг. 27. Схема фаций и изопахит узунбасской и куюлусской свит. По А. С. Столярову (1961)

1 — глина алевритовая;
 2 — глина алевритовая, известковая;
 3 — глина известковая;
 4 — мергель;
 5 — остатки [рыб;
 6 — граница фаций;
 7 — изопахиты через 100,
 50 и 25 м;
 8 — границы распространения отложений;
 9 — направление главного приноса терригенного материала;
 10 — предполагаемая суща

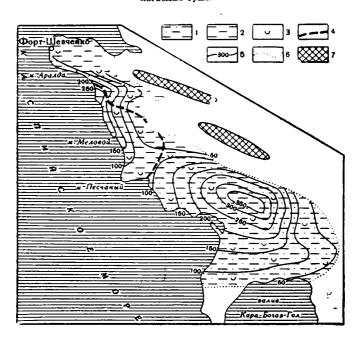
мощность меловых отложений на крыльях Каратауской мегантиклинали составляет 1300 м, а в наиболее глубоких частях Южномангышлакского прогиба увеличивается всего до 1600 м. В отличие от пород первого структурного яруса изменение мощностей как всего второго структурного яруса в целом, так и составляющих его отдельных стратиграфических подразделений происходит более плавно. Резкие градиенты, столь характерные для пород первого структурного яруса, в отложениях среднеюрско-нижнемиоценового структурного яруса нивелируются.

В породах второго структурного яруса выделяются несколько формаций. Нижняя его часть, слагаемая отложениями средней юры и частично келловейского яруса верхней юры, относится к сероцветной угленосной, преимущественно континентальной формации, в верхнюю часть которой вклиниваются морские терригенные слои, постепенно исчезающие в восточном направлении по простиранию системы. Верхней границе этой формации на большей части территории Горного Мангышлака отвечает кровля пород средней юры. Однако по ее южной периферии в нее входят различные горизонты келловейского яруса. Вышележащая терригенно-карбонатная формация охватывает отложения верхней юры и неокома (валанжинский и готеривский ярусы). В восточном направлении по простиранию Мангышлакской системы дислокаций верхняя часть сероцветной угленосной формации и нижняя часть терригенно-карбонатной формации переходят



Фиг. 28. Схема фаций и изонахит отложений кенджалинской свиты По А. С. Столярову (1961)

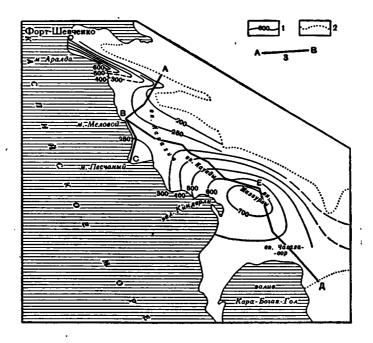
1 — глина алевритовая; 2 — глина; 3 — глина известковая; 4 — граница фаций; 5 — изопахиты через 50 м; 6 — граница распространения отложений; 7 — предполагаемая суща



Фиг. 29. Схема фаций и изопахит нижней и средней подсвит карагинской свиты. По А. С. Столярову (1961)

1 — глина алевритовая; 2 — глина; 3 — остатки рыб; 4 — граница фаций; 5—изопахиты через 50 м; 6—граница распространения отложений; 7— предполагаемая суша

в пестроцветную формацию неслоистых глин, преимущественно континентального происхождения. В возрастном отношении она охватывает отложения верхней юры. В районе Центрального Устюрта эта формация слагается преимущественно зеленоцветными глинами, а в крайней восточной части системы она, по существу, делится на две подформации: нижнюю, преимущественно зеленоцветную, и верхнюю, красноцветную. Выше следует красноцветная глинистая формация, которая включает отложения барремского яруса в западной части Мангышлакской системы дислокаций,



Фиг. 30. Схема суммарных мощностей олигоцена до подошвы верхней подсвиты карагинской свиты. По А. С. Столярову (1961)

1—изопахиты через 100 и 50 м; 2— граница распространения отложений; 3— линии разрезов

барремского и частично готеривского ярусов — в восточной, и возможно даже валанжинского — в крайней восточной части. Выше ее сменяет серодветная терригенная формация эпиконтинентального моря. В западной части системы в ее состав входят отложения аптского, альбского, сеноманского и частично туронского ярусов, а в восточной части ее верхняя граница совпадает с кровлей пород туронского яруса. В западной части Мангышлакской системы пислокаций в ней выделяется песчаная кварцево-глауконитовая подформация, охватывающая верхнюю часть сеноманского и нижнюю часть туронского ярусов. В восточном направлении вдоль простирания системы она полностью выклинивается, замещаясь серопветными терригенными породами. Вверх по разрезу сероцветная терригенная формация сменяется карбонатной формацией эпиконтинентального моря. Она охватывает отложения сенона, а на западе частично и турона, датского яруса, палеоцена и эоцена. Это наиболее выдержанная в пределах Мангышлакской системы дислокаций, как по вертикали, так и по горизонтали, формация. Венчает разрез второго структурного яруса формация майкопских глин относительно глубоководного моря. Ее образуют отложения олигоцена и нижнего миоцена. В крайней восточной части Мангышлакской системы дислокаций в ее верхней части выделяется подформация бурых неслоистых глин эпиконтинентального моря.

Внутри отложений второго структурного яруса на границе оксфордского кимериджского ярусов (а там, где последние отсутствуют — на границе юры и мела) выделяется стратиграфическое и угловое несогласие, особенно отчетливо наблюдаемое в пределах антиклинальных структурных элементов. Это региональное несогласие позволяет разделить породы второго структурного яруса на два структурных комплекса: к первому из них относятся породы средней и частично верхней юры, а ко второму — отложения кимериджского и титонского ярусов верхней юры, мела, палеоцена и эодена. Перерывы, прослеживаемые на границе барремского и аптского ярусов и на контакте мела и палеогена, не имели большой величины. В формировании как всей Мангышлакской системы дислокаций, так и ее отдельных структурных элементов они существенного значения не имели. Резкое стратиграфическое и угловое несогласие, отмечаемое в подошве олигоцена, приурочено к двум частным структурным элементам (Тюбеджикской и Тумгачинской антиклиналей) и полностью исчезает на остальной части территории Мангышлакской системы дислокаций.

## Среднемиоценово-нижнеплиоценовый (третий) структурный ярус

Отложения среднемиоценово-нижнеплиоценового структурного яруса пользуются почти сплошным распространением по южной периферии крайней западной части Мангышлакской системы и в ее восточной части, слагая соответственно плато Тюб-Караган, Южный Мангышлак и Устюрт (фиг. 31). В пределах Горного Мангышлака они на большей части территории уничтожены современной денудацией и сохранились отдельными изолированными пятнами небольших размеров. Рассматриваемые отложения также отсутствуют в крайней восточной части системы, расположенной в пределах аллювиальной равнины долины р. Аму-Дарьи.

Отложения третьего структурного яруса с резким угловым и стратиграфическим несогласием залегают на различных горизонтах подстилающих отложений платформенного чехла, а в своде Каратауской мегантиклинали — даже на породы складчатого фундамента.

Отложения среднего и верхнего миоцена и нижнего плиоцена освещены в работах С. Н. Алексейчика (1941), Н. И. Андрусова (1899, 1915, 1917а, 6, 1923), Л. Ф. Астафьевой (1961), В. И. Драгунова (19556); А. П. Ильиной и В. С. Уткина (1963); В. П. Колесникова (1936, 1940, 1951), Е. В. Ливеровской, 1956, 1960), С. С. Размысловой (1962), В. В. Шолохова и Ю. Г. Чельцова (1960) и др.

Средний миоцен. Ржегакиевые слои. Наиболее низкие горизонты отложений среднего миоцена обнаружены в крайней восточной части Мангышлакской системы дислокаций на северном крыле Айбугирской антиклинали. Здесь в разрезе чинка Устюрта у кладбища Курунбай на размытой поверхности олигоценовых глин обнаружена (Мерклин, 1952; Мерклин и Невесская, 1955) толща песков желтовато-бурых, с линзами несчаника. В их основании прослеживается прослой галечника. В описываемых породах были найдены остатки раковин моллюсков, позволяющие отнести вмещающие слои к ржегакиевым (онкофоровым) слоям среднего миоцена (Мерклин, 1952; Мерклин и Невесская, 1955; Эберзин, 1960). Мощность ржегакиевых слоев достигает здесь 20 м.

Чокракский горизонт. Отложения чокракского горизонта в пределах Мангышлакской системы дислокаций имеют более широкое распространение. Они с резко выраженным угловым несогласием и перерывом ложатся на различные породы второго структурного яруса или со значительно менее выраженным перерывом — на ржегакиевые слои, срезая, повидимому, отложения тарханского горизонта. Последние до настоящего времени в пределах Мангышлакской системы дислокаций нигде не обнару-



Фиг. 31. Обнажение пород среднемиоценово-нижнеплиоценового структурного яруса. Чинк Устюрта в районе колодца Моната

жены. В крайней западной части системы на п-ове Тюб-Караган отложения чокракского горизонта начинаются слоем плотного бурого конгломерата, состоящего из гальки, песчаников, мергелей, мела и желваков фосфоритов. Вверх по разрезу он переходит в пески и песчаники желтовато-бурые, грубозернистые, косослоистые, с включениями гальки, гравия и битой ракушки. В верхней части породы становятся более мелкозернистыми. Очень близкий состав пород обнаружен и в пределах Чакырганской синклинали.

По южной периферии Мангышлакской системы дислокаций в ее западной части отложения чокракского горизонта слагаются песками зеленовато-серыми, мелкозернистыми, с прослоями зеленовато-серых известковистых и песчанистых глин. В восточном направлении вдоль ее южной периферии они становятся более глинистыми. Это в основном глины серые и зеленовато-серые, загипсованные с прослоями песков, песчаников, мергелей, известняков и гипсов. Мощность последних достигает 4—5 м. В крайней восточной части системы по северному крылу Айбугирской антиклинали среди них появляются прослои красно-бурых суглинков. Такие же прослои пестроцветных пород отмечаются и по северному крылу Ассакеауданского прогиба. В описываемых отложениях содержатся раковины моллюсков, позволяющие отнести вмещающие слои к чокракскому горизонту (Астафьева, 1961; Ливеровская, 1960). Мощность отложений чокракского горизонта в пределах Тюбкараганской антиклинальной зоны составляет 4-6 м, причем они здесь распространены в виде отдельных изолированных участков. Такими же изолированными линзами встречены они в пределах Чакырганского прогиба в районе урочища Каракыз, здесь их мощность также составляет первые метры. По южной периферии Мангышлакской системы дислокаций отложения чокракского горизонта распространены в виде сплошного маломощного чехла, мощность которого не выходит за пределы 10-15 м, лишь в осевой зоне Ассакеауданского прогиба она увеличивается до 25 м. На остальной, большей части центральной территории системы и ее северной периферии рассматриваемые отложения отсутствуют, и породы третьего структурного яруса начинаются более молодыми горизонтами.

Караганский горизонт. Отложения караганского горизонта

распространены значительно шире по сравнению с подстилающими породами чокракского горизонта. Они ранее перекрывали большую часть Мангышлакской системы дислокаций и отсутствовали только в пределах центральных частей Каратауской мегантиклинали. Беке-Башкудукской антиклинальной зоны и на ряде структурных элементов Восточного Мангышлака. Отложения караганского горизонта либо согласно залегают на отложениях чокракского горизонта, либо с резким угловым и стратиграфическим несогласием ложатся на различные горизонты пород второго структурного яруса. В этом случае они начинаются слоем конгломерата, состоящего из плохо окатанной гальки различных пород, образовавшихся от разрушения подстилающих отложений пермо-триаса, юры, мела и палеогена, и достигающего нескольких метров мощности. Выше в разрезах Каратауской мегантиклинали и сопряженном с ней Чакырганском прогибе идут песчаники желтовато-серые, средне- и крупнозернистые, с линзами конгломерата, с прослоями буровато-красных суглинков и мергелей. В верхней части описываемых отложений, как правило, прослеживается прослой косослоистого детритусового известняка. В хребте Северный Актау от них остался лишь слой базального конгломерата. В западной части Каратауской мегантиклинали и в Тюбкарганской антиклинальной зоне красноцветные суглинки из разреза полностью выклиниваются, и отложения караганского горизонта здесь слагаются песками и песчаниками, перемежающимися с глинами. Основной цвет пород серый или зеленовато-серый. В западном направлении количество глин увеличивается, и в западных обрывах п-ова Тюб-Караган они начинают преобладать. Здесь рассматриваемые отложения слагаются глинами зеленовато-серыми, гипсоносными, с прослоями мергеля, песка и ракушечника. Близкие породы отмечаются по южной периферии Мангышлакской системы дислокаций в ее западной части. Однако в восточном направлении глины постепенно замещаются гипсами. Последние доминируют в разрезе Аличкинско-Боктинской синклинальной зоны и Карамаинско-Музбельской линии антиклиналей. По северной периферии системы в чинках Устюрта в районе Тузбаирской антиклинальной зоны отложения караганского горизонта, напротив, представлены светло-серыми плитчатыми мергелями, переходящими в глины. Наблюдаются прослои известняков. В восточной части Мангышлакской системы дислокаций отложения караганского горизонта слагаются довольно пестрой по составу пачкой пород, в которой преобладают глины, песчаники и гипсы, образующие частую перемежаемость. Отмечаются прослои мергелей, известняков и ангидритов. В верхней их части в районе Карабаурской антиклинальной зоны прослеживаются бурые суглинки. В описываемых отложениях обнаружены многочисленные раковины и их отпечатки, позволяющие относить вмещающие слои к караганскому горизонту (Астафьева, 1961; Ливеровская, 1960; Размыслова, 1962). Мощность отложений караганского горизонта в районе Каратауской мегантиклинали достигает 10 м, сокращаясь по северному ее крылу до 1-2 м, однако в западной части в разрезе горы Унгоза она увеличивается до 20 м. В пределах свода  ${f T}$ юбкараганской антиклинальной зоны она достигает 12-14 м, но иногда снижается до 2-3 м, а на удаленных участках ее крыльев, напротив, увеличивается до 20-25 м; в районе впадины Узень — 5-6 м, увеличиваясь в более погруженных участках южной периферии системы до  $10-15\,$  м. В чинке Устюрта над сводом Карамаинской антиклинали отложения караганского горизонта отсутствуют, но к северу и югу появляются в разрезе, достигая 40 м мощности. В восточной части Мангышлакской системы дислокаций мощность отложений караганского горизонта на антиклинальных структурных элементах не превышает, как правило, 10 м, иногда полностью выпадая из разреза. На глубоко погруженных участках крыльев и в синклиналях она увеличивается до 40 м, а в осевой зоне Ассакеауданского прогиба — до 60 м.

Конкский горизонт. Отложения конкского горизонта имеют еще более широкое распространение, чем подстилающие породы караганского горизонта. Они, вероятно, отсутствовали только в наиболее приподнятых частях Каратауской мегантиклинали и Беке-Башкудукской антиклинальной зоны. Отложения конкского горизонта с подстилающими породами караганского горизонта связаны постепенным переходом. Если же последние отсутствуют, то они с резким угловым и стратиграфическим несогласием ложатся на различные слои второго структурного яруса платформенного чехла. В этом случае в их основании прослеживается базальный конгломерат, аналогичный конгломерату, наблюдаемому в основании караганского горизонта. В районе Каратауской мегантиклинали и сопряженного с ней Чакырганского прогиба отложения конкского горизонта слагаются известняками, часто песчанистыми, оолитовыми, переходящими в ракушечники розовых тонов. Известняки перемежаются с красно-бурыми суглинками. В западных частях Каратауской мегантиклинали по ее южному крылу, на п-ове Тюб-Караган, в пределах Беке-Башкудукской антиклинальной зоны отложения конкского горизонта переходят в глины серые, зеленовато-серые и синеватые, известковистые, слоистые, с прослоями, особенно в верхней части, плитчатых плотных мергелей, известняков и рыхлых ракушечников. В чинках Устюрта в районе Тузбаирской антиклинальной зоны в отложениях конкского горизонта преобладают светло-серые известняки и мергели. В пределах Восточного Мангышлака и восточнее, в пределах Центрального Устюрта, отложения конкского горизонта представлены пестрой в литологическом отношении пачкой пород. Это в основном мергели, известняки, глины. К нижним их частям часто приурочены прослои и пласты гипса. В описываемых отложениях встречаются обильные остатки моллюсков, характерных для конкского горизонта (Астафьева, 1961; Ливеровская, 1960; Размыслова, 1962). Мощность отложений конкского горизонта в районе Каратауской мегантиклинали и Чакырганского прогиба достигает 20 м, но нередко сокращается до 1—2 м. Максимальная ее величина — 25 м — обнаружена в ядре западной части Чакырганского прогиба. В пределах Тюбкараганской антиклинальной зоны, в ее сводовой части, она составляет 5—10 м (но нередко уменьшается до 0,5—1 м), увеличиваясь на крыльях до 20—30 м; в пределах Беке-Башкудукской антиклинальной зоны — не превышает 10—15 м. Такие же мощности отложений отмечаются и на Восточном Мангышлаке, причем близ Тумгачинской антиклинали они сокращаются до 2-3 м, а на юго-западном крыле составляют 15—20 м. В пределах Восточного Мангышлака мощность отложений конкского горизонта в сводовых частях антиклинальных структурных элементов не превышает 10 м, в погруженных крыльях и в синклинальных структурных элементах увеличивается до 30-40 м, а в осевой зоне Ассакевуданского прогиба — до 70 м. Верхний миоцен. Нижний подъярус сарматского яруса.

Верхний миоцен. Нижний подъярус сарматского яруса. Отложения нижнего сармата перекрывали практически всю территорию Мангышлакской системы дислокаций. Только в сравнительно узкой зоне ядра Каратауской мегантиклинали они отсутствовали. Отложения нижнего сармата с подстилающими породами конкского горизонта связаны постепенным переходом. Однако, если последние отсутствуют, они с резким угловым и стратиграфическим несогласием ложатся на различные горизонты подстилающих пород второго структурного яруса. В районе Каратауской мегантиклинали и в прилегающем с юга Чакырганском прогибе их слагают красновато-бурые суглинки с прослоями известняка и белой мергелистой галькой. Описываемые суглинки сравнительно нешироким бордюром окружают хребты Каратау. При удалении от них суглинки замещаются глинами серыми и зеленовато-серыми, известковистыми, иногда песчанистыми, тонкоплитчатыми, с прослоями темно-серых мергелей, плотных и рыхлых известняков-ракушечников. В восточном направлении

глины постепенно замещаются известняками и мергелями. В пределах Центрального Устюрта они слагаются известняками серыми и светло-серыми, перемежающимися с мергелями. Отмечаются прослои ракушечников, глин, а в районе Шорджинской антиклинали — и гипсов. В описываемых отложениях встречаются обильные остатки моллюсков, характерных для нижнего сармата (Астафьева, 1961; Ливеровская, 1960; Размыслова, 1962). Мощность отложений нижнего сармата в Чакырганском прогибе достигает 40 м, уменьшаясь в сторону свода Каратауской мегантиклинали до 4-5 м; в своде Тюбкараганской антиклинальной зоны — 5—10 м, на крыльях — до 30 м; в своде Беке-Башкудукской антиклинальной зоны — 3—5 м, а на ее крыльях и периклиналях — до 15— 20 м; в центральной же части Южномангышлакского прогиба — до 50— 60 м. Такие же соотношения мощностей наблюдаются и на структурах Восточного Мангышлака, где они изменяется от 5-6 м в разрезах приближенных к антиклинальным структурным элементам, до 25—30 м на крыльях и в синклиналях. В восточной части Мангыплакской системы дислокаций наблюдается примерно такая же картина изменения мощностей отложений нижнего сармата — от 10-20 м в пределах антиклинальных структурных элементов до 30-40 м на их крыльях и в синклиналях. причем в прилегающем с юга Ассакеауданском прогибе она увеличивается до 80 м.

Средний подъярус сарматского яруса. Отложения среднего сармата имеют максимальное распространение среди пород третьего структурного яруса. Они почти полностью перекрывали территорию Мангышлакской системы дислокаций, и только наиболее приподнятые в настоящее время вершины в пределах хребтов Каратау являлись площадями их отсутствия. Отложения среднего сармата связаны с нижележащими породами нижнего сармата постепенным переходом. Однако, где последние отсутствуют, они с резким угловым и стратиграфическим несогласием ложатся на различные горизонты платформенного чехла и складчатого фундамента. В этом случае в их основании прослеживается пласт базального конгломерата. В западной части Мангышлакской системы дислокаций отложения среднего сармата в нижней части слагаются глинами серыми и зеленовато-серыми, известковистыми, с прослоями мергелей, алевролитов, песков и рыхлых ракушечников, как правило, невыдержанных по простиранию. Верхняя часть отложений среднего сармата представлена известняками серыми и желтовато-серыми, оолитовыми или ракушечниковыми, с прослоями светло-зеленых и серых мергелей и реже глин. В районе Каратауской мегантиклинали среди них появляется пачка красно-бурых суглинков, сравнительно узким бордюром окаймляющая хребты Каратау. В восточном направлении нижняя глинистая пачка постепенно замещается известняками. На территории Устюрта отложения среднего сармата представлены известняками с прослоями мергелей. В описываемых отложениях собрана богатая фауна моллюсков, позволяющая отнести вмещающие слои к среднему сармату (Астафьева, 1961; Ливеровская, 1960; Размыслова, 1962).

Полная мощность отложений среднего сармата известна только в западной части Каратауской мегантиклинали, на п-ове Тюб-Караган и по южной периферии Мангышлакской системы дислокаций, в ее западной части, где они согласно перекрываются породами верхнего сармата. На остальной территории последние отсутствуют, и здесь известна только их сохранившаяся к настоящему времени мощность. На п-ове Тюб-Караган мощность отложений среднего сармата в своде одноименной антиклинальной зоны составляет 20—25 м, а на крыльях и западной периклинали увеличивается до 40—50 м. Максимальная их мощность (60—70 м) обнаружена в разрезе мыса Тюб-Караган. На Беке-Башкудукской антиклинальной зоне в пределах ее свода она составляет первые метры, увеличиваясь

на крыльях до 30-40 м, в наиболее погруженной части западной периклинали — до 70 м, а в прилегающем с юга Южномангышлакском прогибе — до 100 м. Сохранившаяся мощность отложений среднего сармата на остальной территории Мангышлакской системы дислокаций нигде не превышает 40 м.

Верхнии подънрус сарматского яруса. Отложения верхнего сармата имеют значительно меньшую площадь распространения. Они известны только в крайней западной части Мангышлакской системы дислокаций на п-ове Тюб-Караган и по южной периферии в ее западной части. С подстилающими отложениями среднего сармата они связаны постепенным переходом. Отложения верхнего сармата слагаются известняками светло-серыми, реже желтовато-серыми и розовыми, толстоплитчатыми, иногда ракушечниками, с прослоями мергелей и плотных глин. В описываемых отложениях обнаружены многочисленные моллюски верхнего сармата (Ливеровская, 1960). Мощность отложений верхнего сармата в пределах Тюбкараганской антиклинальной зоны изменяется от 24 м в районе ее свода до 60 м на крыльях, в пределах же свода Беке-Башкудукской зоны их сохранившаяся мощность составляет первые метры, а в сторону Южномангышлакского прогиба полная их мощность увеличивается до 50—60 м.

Мэотический ярус. Отложения мэотического яруса обнаружены только в крайней западной части Мангышлакской системы дислокаций на п-ове Тюб-Караган и в Южномангышлакском прогибе. Кроме того, они обнаружены в западной части северного крыла Каратауской мегантиклинали в разрезе горы Унгоза. Они залегают с размывом на подстилающих отложениях верхнего сармата. В их основании прослеживается слой конгломерата, состоящего из гальки и валунов различного типа известняков, и обломки окремневшей глины подстилающих отложений сарматского яруса, сцементированных известковистым цементом. Выше следует известняк белый и розовый, часто оолитовый, с прослоями и линзами ракушечников, мергеля и плотных глин. В описываемых отложениях встречаются раковины моллюсков, характерные для отложений мэотического яруса (Ливеровская, 1960). Мощность отложений мэотического яруса в сводовой части Тюбкараганской антиклинальной зоны составляет первые метры, увеличиваясь на южном крыле до 50 м.

Нижний плиоцен. Понтический ярус. Отложения понтического яруса имеют несколько более широкое распространение, чем породы мэотического яруса. Однако и они известны только в крайней западной части Мангышлакской системы дислокаций на п-ове Тюб-Караган, по южной ее периферии, в прилегающем к ней Южномангышлакском прогибе, по которому они заходят далеко на восток. Кроме того, эти отложения обнаружены в западной части северного крыла Каратауской мегантиклинали, в разрезе горы Унгоза. Они залегают с размывом на подстилающих отложениях мэотического и сарматского ярусов. В их основании прослеживается прослой мелкогалечникового конгломерата или оолитового известняка, содержащего мелкую гальку известковистых пород. Выше идут известняки розовые, серые, желтовато-серые и коричневые, оолитовые, пористые, средней плотности. Встречаются прослои косослоистых и детритусовых известняков и плотных зеленовато-бурых глин и мергелей. В описываемых отложениях обнаружены моллюски, характерные для отложений понтического яруса (Ливеровская, 1960). Сохранившаяся мощность отложений понтического яруса на Тюбкараганской антиклинальной зоне изменяется от 2 м в пределах ее свода до 20 м на крыльях. Максимальная сохранившаяся их мощность в Южномангышлакском прогибе достигает 34 м. Общая максимальная мощность пород третьего структурного яруса на побережье Каспийского моря в районе мыса Песчаного достигает 260 м. В структурном отношении этот район относится к моноклинали, в которой слои погружаются в сторону Терско-Каспийского краевого прогиба. От мыса Песчаного в сторону Мангышлакской системы дисло-каций наблюдается общее уменьшение мощности этих отложений, причем в своде Каратауской мегантиклинали она не превышает первых метров. Сокращение мощностей происходит как за счет уменьшения мощности отдельных его горизонтов, так и за счет выпадения их из разреза при приближении к антиклинальным структурным элементам. Изменение мощности пород третьего структурного яруса происходит очень плавно.

Породы третьего структурного яруса могут быть отнесены к глинистокарбонатной формации очень пестрого литологического состава эпиконтинентального моря. В ее состав в районе хребтов Каратау вклиниваются пестроцветные глинистые образования, преимущественно континентального происхождения. В нижней части появляются местами гипсы.

Породы третьего структурного яруса, как уже отмечалось выше, резко несогласно ложатся на различные горизонты подстилающих пород от нижнего миодена в окружающих прогибах до акмышской свиты верхнего триаса в пределах Каратауской мегантиклинали. Во всех случаях перерыв в осадконакоплении привел к образованию коры выветривания. Даже в самых глубоких частях Южномангышлакского и Североустюртского прогибов, где развиты наиболее высокие горизонты второго структурного яруса (отложения нижнего миоцена), последние близ их контакта с породами среднего миоцена являются сильно выветрелыми (Богородский и др., 1963). Денудационный срез перед накоплением отложений среднего миоцена имел большую величину. Если проследить залегание отложений третьего структурного яруса на различных горизонтах подстилающих пород по отдельным останцовым возвышенностям по северному крылу Каратауской мегантиклинали, то суммарная мощность срезанных пород здесь составляет более 1000 м (возможно, значительно превышает эту цифру). На других антиклинальных структурных элементах в пределах Мангышлакской системы дислокаций этот денудационный срез достигал также многих сотен метров. Напротив, в синклинальных структурных элементах он составлял десятки, либо первые сотни метров. По-видимому, этот срез в основном падал на отрезок времени между нижним и средним миопеном. Литологический состав сенон-датских и падеогеновых отложений, окружающих свод Каратауской мегантиклинали, показывает, что размыв в этот отрезок времени был неравномерным по площади. Местами, как это наблюдается по южному крылу мегантиклинали в районе урочищ Сартаган и Чакырган, он достигал большой величины. Напротив, по северному крылу мегантиклинали карбонатные отложения верхнего мела и палеогена перекрывали, по-видимому, ее большую часть до современных хребтов Каратау. Вероятно, такая же картина неравномерного размыва сводов в верхнемеловое и палеогеновое время наблюдается и на других антиклинальных структурах.

Таким образом, основной площадной денудационный срез, фиксируемый по несогласному налеганию среднемиоценово-нижнеплиоценового комплекса пород на различные горизонты подстилающих отложений платформенного чехла и складчатого фундамента, приходился на относительно короткий отрезок времени — конец нижнего или начало среднего миоцена. Об интенсивном размыве в этот отрезок времени свидетельствует и мощный базальный конгломерат в основании среднемиоценовых отложений. На крыльях Каратауской мегантиклинали он достигает нескольких метров, постепенно уменьшаясь в сторону Чакырганского прогиба. Базальный конгломерат слагают породы каратауского комплекса, юры, мела и палеогена.

Другие перерывы в осадконакоплении внутри пород третьего структурного яруса были относительно кратковременными и существенной роли в формировании структурного плана не играли.

# Верхнеплиоценово-четвертичный (четвертый) структурный ярус

Отложения верхнеплиоценово-четвертичного структурного яруса имеют ограниченное распространение в виде маломощного покрова. Как правило, они распространены по периферии Мангышлакской системы дислокаций, где представлены в основном морскими фациями, но заходят и во внутренние ее районы, где они слагаются континентальными фациями. Отложения четвертого структурного яруса с резким угловым и стратиграфическим несогласием залегают на различных подстилающих горизонтах платформенного чехла складчатого фундамента, выполняя наибопониженные участки предшествовавшего рельефа. верхнего плиоцена и четвертичной системы рассматриваемого региона освещены в работах В. В. Акулова (1960), И. А. Алексиной (1962), А. А. Али-Заде (1961), И. П. Герасимова (1938, 1939), М. Н. Грамма (1958), М. Н. Грамма и др. (1953), М. Н. Грамма и Б. Г. Хайруллина (1958), А. С. Кесь (1952, 1954, 1955), Ю. М. Клейнера (1959), Л. П. Копаевича (1956), О. К. Леонтьева и др. (1960), Н. П. Луппова (19466, 19486), Н. П. Луппова и А. Г. Эберзина (1945), Б. Н. Можаева (1958a), в кн. «Низовья Аму-Дарьи...» (1960), Г. П. Попова (1961), В. Г. Рихтера и С. К. Самсонова (1961), Д. А. Туголесова (1955), А. С. Уткина (1963), П. В. Федорова (1957), А. Г. Эберзина (1952, 1956, 1960) и А. Г. Эберзина и Ю. М. Клейнера (1958), А. А. Ямнова (1953).

древними отложениями рассматриваемого структурного яруса являются морские отложения акчагыла. Последние обнаружены к юго-западу от Горного Мангышлака на побережье Каспийского моря в районе мыса Песчаного, в крайней восточной части Мангышлакской системы дислокаций — по ее южной периферии в Сарыкамышской котловине и в долине р. Аму-Дарьи. На мысе Песчаном они залегают на размытой поверхности отложений понтического яруса и слагаются известняком светло-серым, мелкоолитовым, с включениями гальки известняка подстилающих отложений понтического яруса. В Сарыкамышской котловине и в долине р. Аму-Дарьи отложения акчагыла выполняют наиболее пониженные участки доверхнеплиоценового рельефа и вскрыты рядом скважин под породами апшерона. Они слагаются здесь преимущественно глинами серыми, зеленовато-серыми, иногда бурыми, некарбонатными, иногда слабоизвестковистыми, с прослоями песков и алевролитов. В описываемых отложениях обнаружены моллюски и остракоды акчагыльского яруса. Мощность отложений акчагыльского яруса на мысе Песчаном и в долине р. Аму-Дарьи измеряется первыми десятками метров, а в Сарыкамышской котловине достигает 100 м.

Морские отложения апшеронского яруса распространены только по южной периферии системы в районе Ассаке-Ауданской впадины, Сарыкамышской котловины и в долине р. Аму-Дарьи. Они залегают здесь на размытой поверхности сарматских известняков и глин палеогена или реже перекрывают согласно отложения акчагыла. Максимальные абсолютные отметки их залегания достигают 80-90 м. В настоящее время отложения апшеронского яруса в Ассаке-Ауданской впадине сохранились в виде небольших останцов, представляющих остатки террасы замкнутого морского волосма. Они слагаются здесь в основном галечниками, конгломератами, песками и известняками. Аналогичные отложения апшеронского яруса обнаруживаются и в террасах Сарыкамышской котловины, где они образуют несколько геоморфологических уровней. Кроме того, они обнаружены в днише Сарыкамышской котловины и в долине р. Аму-Дарьи, где вскрыты рядом скважин под четвертичными образованиями. Они здесь представлены песками и рыхлыми песчаниками желтовато-бурыми и желтовато-серыми, с прослоями серой глины. Последние нередко раздуваются, достигая нескольких десятков метров мощности. В описываемых отложениях встречаются раковины моллюсков и остракод, характерные для апшеронского яруса. Мощность отложений апшеронского яруса достигает по данным бурения 100 м. В разрезах террас она не превышает 20 м.

Во внутренних районах Мангышлакской системы дислокаций в виде изолированных пятен распространены верхнеплиоценовые континентальные образования. На территории Центрального Устюрта к ним, вероятно, относятся крупнозернистые, несортированные, желтовато-серые пески с обломками сарматских известняков, приуроченные к древним овражным долинам, прорезающим западный и южный склоны впадины Ассаке-Аудан. В устьях долин пески непосредственно примыкают к рассмотренным выше отложениям апшеронского яруса. Мощность описываемых отложений достигает 8—12 м. В Байменском грабене Карабаурской антиклинальной зоны вскрыты красно-бурые загипсованные суглинки и супеси с прослоями песков и гравелитов. Их мощность достигает здесь 55 м.

Верхнеплиоценовые осадки значительной мощности обнаружены в последние годы близ подножия чинка Южномангышлакси го плато, между колодцем Бесокты и пос. Сенек, приуроченного к Тюесуинскому прогибу. Здесь несколькими скважинами вскрыты пески желтовато-серые, с прослоями гравия и бурых суглинков. Описываемые отложения залегают на размытой поверхности верхнемеловых пород. Их мощность по одной из скважин превышает 110 м. В пределах Горного Мангышлака на различных по возрасту подстилающих породах залегают с резким угловым и стратиграфическим несогласием брекчии, состоящие в основном из неотсортированных остроугольных обломков пород, главным образом каратауского комплекса. Они обычно наблюдаются в так называемых «кыспаках», т. е. в останцах, основание которых сложено коренными породами, а верхняя часть — брекчией. «Кыспаки» образуют денудационные поверхности нескольких уровней. По-видимому, накопление этих древних делювиальнопролювиальных отложений охватывает верхнеплиоценовое и, возможно, нижние отрезки четвертичного времени. Мощность описываемых отложений постигает 10 м.

Морские четвертичные осадки распространены только в западной части Мангышлакской системы дислокаций, окаймляя ее периферию. Они встречаются на отметках до +50 м. Здесь выделяются все отделы четвертичной системы. Представлены они преимущественно песчано-глинистыми осадками, и лишь отложения хазарского яруса по южной периферии системы слагаются рыхлыми известняками-ракушечниками. Мощность четвертичных отложений здесь не превышает первых десятков метров.

В районах Горного Мангышлака развиты различные генетические типы континентальных четвертичных отложений, распространенные в основном в пониженных участках современного рельефа. Мощность их составляет первые метры, реже первые десятки метров. На территории Центрального Устюрта на сарматских известняках маломощным покровом развит современный элювий.

Крайнюю восточную часть Мангышлакской системы дислокаций перекрывают аллювиальные образования р. Аму-Дарьи. Лишь в Ассаке-Ауданской впадине и Сарыкамышской котловине развиты осадки замкнутого водоема, относящиеся к современному отделу. Мощность их здесь составляет первые десятки метров.

Общая мощность отложений верхнеплиоценово-четвертичного структурного яруса достигает немногим более 100 м, а чаще составляет первые десятки метров. Их накопление происходило в условиях сильно расчлененного рельефа, близкого к современному.

#### Глава ІУ

# МОРФОЛОГИЯ И СООТНОШЕНИЯ СТРУКТУР МАНГЫШЛАКСКОЙ СИСТЕМЫ ДИСЛОКАЦИЙ

## СКЛАДЧАТЫЙ ФУНДАМЕНТ

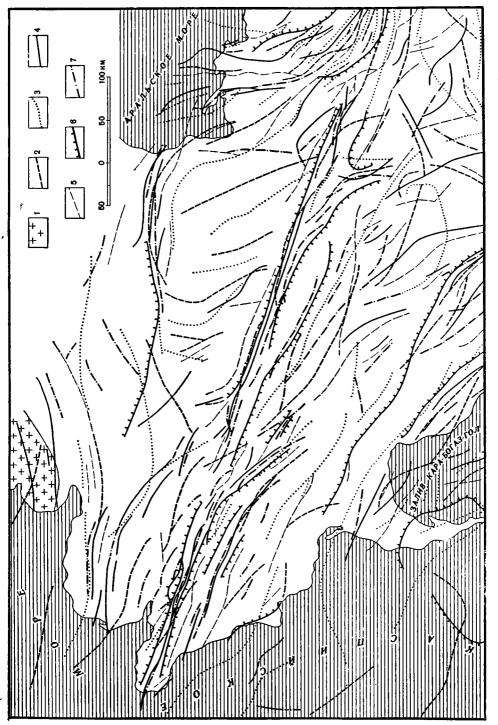
# Нижний структурный ярус

Тектойика доверхнепалеозойских пород фундамента в пределах Мангышлакской системы дислокаций в настоящее время почти не изучена. Судя по керну скважин, как уже упоминалось выше, эти породы сильно метаморфизованы, а доверхнедевонские образования значительно рассланцованы. Углы наклона слоев, по-видимому, достигают многих десятков градусов. Однако массивность пород (особенно доломитов и известняков) и незначительное количество кернового материала не позволяют произвести точные замеры. О значительной дислоцированности пород косвенно свидетельствуют и данные сейсморазведки. Преломляющий горизонт, приуроченный к поверхности пород нижнего структурного яруса, имеет резко меняющуюуся на коротких расстояниях граничную скорость, вызванную подходом к подошве платформенного чехла пластов, обладающих различными физическими свойствами. Это свидетельствует о крутых углах наклопа слоев нижнего структурного яруса.

Близ восточного чинка Устюрта в урочище Айбугир по скважинам намечается ядро антиклинальной структуры, сложенное доверхнедевонскими породами, и, по-видимому, западная ее периклиналь, намечающаяся по доверхнепалеозойским доломитам. С севера, юга и востока она ограничивается разломами, за которыми, по-видимому, под платформенным чехлом развиты породы верхнего структурного яруса. На западе, несмотря на периклинальное погружение анткилинали, под платформенным чехлом на большом пространстве развиты породы нижнего структурного яруса. Однако внутренняя структура последних здесь не известна. Таким образом, в урочище Айбугир намечается горстообразный выступ пород нижнего структурного этажа, внутри которого прослеживаются ядро и запад-

ная периклиналь антиклинальной складки.

Некоторые косвенные сведения о внутреннем строении пород нижнего структурного яруса складчатого фундамента дает анализ магнитометрических данных (фиг. 32). Оси магнитных аномалий в восточной части Мангышлакской системы дислокаций простираются в юго-восточном направлении, пересекая ее под углом до 30° (Гарецкий и Шрайбман, 1960; Касаткин, 1960). Можно предполагать, что направление этих аномалий связано с простиранием основных структурных элементов докаратауского комплекса пород, к которым приурочены магнитовозмущающие тела. Эти данные позволяют предполагать, что на большей по размерам восточной части рассматриваемого региона простирания структур нижнего структурного яруса пересекают современное простирание Мангышлакской системы дпслокаций под углом до 30°.



Фиг. 32. Карта соогношения магнитных и гравитационных аңомалий с осями мезо-кайнозойских структур. Составил Р. Г. Гарецкий, А. Е. Шлезингер, В. И. Шрайбман

1 — Русская платформа; 2 — оси магнитных максимумов; 3 — оси магнитных минимумов; 4 — оси гравитационных максимумов; 5 — оси гравитационных минимумов; 6 — зоны высоких градиентов аномалии силы тяжести; 7 — оси мезо-кайнозойских структур

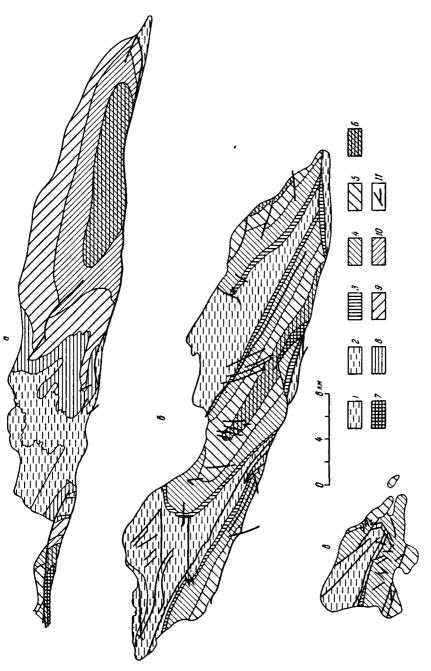
## Верхний структурный ярус

Значительно лучше изучено внутреннее строение пород верхнего структурного яруса складачтого фундамента. Наиболее полное представление об их дислокациях можно получить в разрезах хребтов Каратау (фиг. 33, 34), где его породы образуют сложную систему кулисообразных линейных складок субширотного простирания. Углы наклона слоев на их крыльях в среднем равны  $50-60^\circ$ . В ряде мест пласты поставлены на голову или даже имеют опрокинутое залегание. Длина складок составляет десятки километров при ширине, не превышающей первые километры. Антиклинальные складки асимметричны и имеют более крутые южные крылья и более пологие северные. В пределах южных крыльев пласты иногда имеют опрокинутое залегание. Близ сводов складок падение слоев несколько выполаживается, вследствие чего они иногда обладают слегка гребневидной формой.

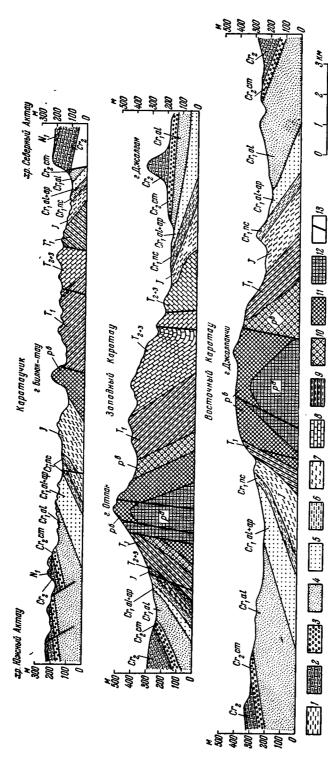
Интенсивность дислокаций верхнего структурного яруса пород увеличивается на площадях распространения относительно пластичных пород акмышской свиты, слагающих центральные части синклиналей. Здесь известняки, глинистые сланцы и алевролиты смяты в сложную систему вторичных мелких складок различных форм. 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 затушевывающими напластование пород. Большую роль в тектонике этого структурного яруса имеют разрывные нарушения, причем наибольшей амплитуды (до нескольких тысяч метров) достигают продольные разрывы типа крутопадающих надвигов. Они установлены на южных склонах хребтов Каратау. Поперечные и диагональные разрывы имеют значительно меньшую амплитуду (первые сотни метров) и представляют собой крутопадающие взбросы и сбросы.

На хребте Каратаушик каратауские породы образуют крупную одноименную синклинальную складку, выполненную отложениями нижней подсвиты акмышской свиты. Ось складки проходит примерно по центральной части хребта. Шарнир имеет четко выраженный наклон в северозападном направлении. Наклон слоев на юго-западном ее крыле составляет 30—40°; на северо-восточном он увеличивается до 45—55°. Крылья и центральная часть рассматриваемой складки осложнены несколькими разрывными нарушениями типа сбросов с амплитудой в несколько сот метров. Падения плоскостей сбрасывателей очень крутые —  $75-80^\circ$ . Вдоль этих плоскостей наблюдаются зоны смятия и дробления пород до 3—5 м шириной. В результате указанных нарушений на северо-восточном крыле синклинали из разреза полностью выпадают отложения карадуанской свиты, а на юго-западном крыле они частично сохранились лишь в западной части Каратаушика. Кроме того, крылья Каратаушикской синклинали нарушены целой серией мелких сбросов, направленных перпендикулярно или диагонально к простиранию слоев. Амплитуда их не превышает первой сотни метров. Эти нарушения также, по данным В. В. Мокринского (1952), сопровождаются зонами дробления и смятия пород шириной в 1—3 м. Поблизости от них породы обоих блоков приобретают обычно мельчайшую трещиноватость.

На южном склоне хребта Каратауший намечается свод и северо-восточное крыло антиклинальной складки, названной Б. А. Корженевским (1958) Даныспанской. Она сложена породами долнапинской и таушикской свит. Большая часть свода и юго-восточное крыло антиклинали скрыты под отложениями платформенного чехла Южной Прикаратауской долины.



I — верхняя подсвита акмышской свиты; 2 — нижняя подсвита акмышской свиты; 3 — карадуанская свита; 4 — таушикская свита; 6 — долнапинская свита; 6 — отпанская свита; 7 — биркутская свита; 9 — тол10 «в» и «10» и «10Фиг. 33. Геологическая карта хребтов Каратау. По Т. П. Марковой и А. Е. Шлезингеру



Фиг. 34. Поперечные геологические разрезы через Каратаушик, Западный и Восточный Каратау (составлены по материалам В. В. Мокринского, Р. Г. Гарецким, 1962)

9 — нижний триас; 10 — долнапинская свита верхней перми; 11 — отпанская свита верхней перми; 12 — биркутская свита верхней перми. 1 — миоцен; 2 — верхний мел (без сеномана); 3 — сеноман; 4 — альб; 5 — альб и апт; 6 — неоком; 7 — юра; 8 — средний и верхний триас; 13 — разломы

Только на горе Даныспан, по данным Б. А. Корженевского (1958), намечается падение слоев долнапинской свиты на юго-юго-запад (200°) под углом  $20^{\circ}$ . На северном крыле антиклинали в присводовой части углы наклона тоже небольшие ( $15-25^{\circ}$ ). При погружении слоев в породах таушикской свиты падение увеличивается до  $50-60^{\circ}$ . На северном крыле Даныспанской антиклинали намечается два продольных крутопадающих взброса с амплитудой смещений в несколько сот метров.

Вдоль северного склона хребта Каратаушик намечается юго-западное крыло Сарша-Долнапинской антиклинали. Ее свод и северо-восточное крыло скрываются породами платформенного чехла. Шарнир антиклинали полого погружается в северо-западном направлении, и в районе колодца Долнапа наблюдается погружение пород долнапинской свиты под отложения нижнего триаса. Падение слоев на юго-западном крыле Сарша-Долнапинской антиклинали составляет 35—55°. Крыло антиклинали осложнено серией мелких поперечных и диагональных сбросов, амплитуда которых не превышает 100 м. Юго-восточное продолжение Сарша-Долнапинской антиклинали намечается в западной части южного склона хребта Западный Каратау, где фиксируется ее северо-восточное крыло, сложенное породами долнапинской и таушикской свит. Свод и югозападное крыло антиклинали опущены по разлому и перекрыты отложениями нижнего мела. Падение пород на северо-восточном крыле достигает 45—50°. Таким образом, в Сарша-Долнапинской антиклинали изучены только обрывки ее крыльев. Главная же часть антиклинали, по-видимому, расположена в долине между хребтами Каратаушик и Западный Каратау и скрыта под отложениями платформенного чехла.

Центральную часть хребта Западный Каратау занимает Отпанская антиклиналь. Это крупных размеров асимметричная складка, свод которой сложен породами биркутской и отпанской свит. Падение пород на ее северном крыле составляет 40-60°, на южном оно увеличивается до 70—85° и нередко в его пределах слои имеют опрокинутое залегание. Шарнир складки погружается в северо-западном направлении, что фиксируется появлением в своде все более молодых свит каратауского комплекса пород. В крайней северо-западной части в породах акмышской свиты он испытывает поворот к северу, и восточнее родника Торыш Отпанская антиклиналь скрывается под отложения платформенного чехла Северной Прикаратауской долины. На северном склоне хребта Западный Каратау периклиналь Отпанской антиклинали, сложенная породами акмышской свиты, осложнена двумя структурными носами, которые отходят от нее сначала в запад-северо-западном, а затем в широтном направлении и постепенно погружаются к западу. Оси этих структурных носов расположены под острым углом (20—30°) к общему простиранию Отпанской антиклинали. Южное крыло антиклинали осложнено сложной зоной надвигов и взбросов. В северной и северо-восточной частях она состоит из трех параллельных разрывов типа взбросов, наклоненных на северо-северокосток под углами  $60-80^\circ$  и разделяющих зону на три удлиненных блока. В двух северных блоках залегают породы карадуанской и акмышской свит, запрокинутые на юг под углами 60-90°. Южные блоки слагают только породы акмышской свиты, круто  $(50-90^{\circ})$  наклоненные на северосеверо-восток. Моноклинальное падение слоев в блоках местами осложнено мелкими складками, в числе которых есть складки волочения левого сдвига; вероятно, по разделяющим блоки разрывам наряду со взбрасыванием происходил левый сдвиг. Северный разрыв состоит из разнонаправленных отрезков и повсюду наклонен в северных румбах, в сторону более древних пород; однако угол наклона и характер движения по разломам меняются. В центральной части он примерно параллелен оси Отпанской антиклинали и картируется в виде плавной дуги запад-северо-западного простирания на западе и северо-западного — на востоке. Плоскость разлома наклонена под углами 30—45°. По ней пологолежащие пачки пермских пород надвинуты на юго-запад на запрокинутые пласты среднего и верхнего триаса. Западнее простирание разлома резко меняется на запад-юго-западное, до 250—260°. Его плоскость круто (60—70°) наклонена на северо-запад. С запада к описываемому отрезку разлома под углом примыкают крутопадающие пласты пермских и нижнетриасовых отложений. Их простирание, обычно северо-западное (300°), близ разлома становится почти широтным (280—290°). Вероятно, здесь по разлому наряду со взбрасыванием происходил левый сдвиг. Сочетание взбрасывания со сдвигом, но уже правым, возможно, имело место в самой восточной части разлома, где его простирание меняется от северо-западного до северо-восточного, а поверхность сместителя круто (50°) наклонена на восток под пологолежащие алевролиты и сланцы биркутской свиты. В целом разлом образует как бы «раму», по которой описываемая зона выдвинута на северо-восток и подвинута под ядро и северо-восточное крыло Отпанской антиклинали.

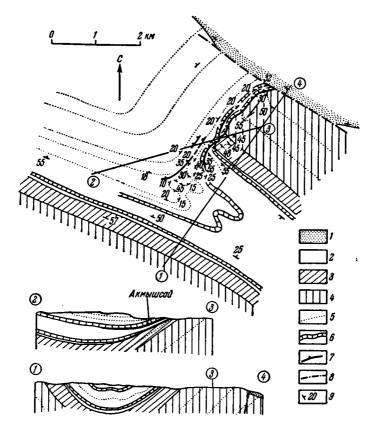
Северо-западная периклиналь и крылья Отпанской антиклинали осложнены серией более мелких сбросов, различно ориентированных к простиранию слоев. Наибольшее протяжение имеют продольные сбросы. Амплитуда этих разрывных нарушений не выходит за пределы первых сот метров. В востоку от меридиана 52° породы северного крыла Отпанской антиклинали приобретают простирание, близкое к направлению хребта (широтное). Свод и южное крыло здесь скрыты юрскими и меловыми отложениями Южной Прикаратауской долины.

Между Сарша-Долнапинской и Отпанской антиклиналями располагается крупная, сложно построенная Торыш-Карадуанская синклиналь. Центральная часть синклинали сложена породами акмышской свиты, занимающими западную часть водораздела хребта Западный Каратау. Шарнир складки имеет четко выраженное погружение в северозападном направлении, вследствие чего на юго-востоке она сужается, а на северо-западе переходит в широкую структуру и близ северного склона хребта в ней появляются наиболее молодые слои верхней подсвиты акмышской свиты. В этом же направлении уменьшается общая величина наклона слоев. Породы акмышской свиты в центральной части синклинали смяты в сложную систему вторичных мелких складок. Падение пород на обоих крыльях в юго-восточной части синклинали достигает 50—60°. В северо-западной части синклинали юго-западное крыло остается таким же крутым. Напротив, северо-восточное крыло вследствие резкого погружения здесь шарнира Отпанской антилинали становится пологим и широким, и падение слоев акмышской свиты составляет здесь в среднем первые десятки градусов. На всем протяжении юго-западного крыла синклинали в породах акмышской свиты проходит нарушение типа взброса с амплитудой в первые сотни метров. Кроме того, в центральной части Торыш-Карадуанской синклинали намечается еще целая серия мелких сбросов поперечно или диагонально ориентированных к простиранию слоев.

Северо-восточную часть хребта Западный Каратау составляет Ар палинская антиклиналь. Ее свод и северо-восточное крыло почти полностью перекрыты отложениями юры и мела. Юго-западная присводовая часть антиклинали сложена породами отпанской свиты, последовательно сменяющимися отложениями долнапинской и таушикской свит, наклон которых достигает 65—70°. Северо-западнее родника Сарысу намечается северо-западная периклиналь антиклинали, где породы нижнего триаса разбиты целой серией мелких сбросов, из которых только три достигают амплитуды около 100 м. Падение слоев здесь не превышает 35—40°. В долине между Западным и Восточным Каратау возвышентся три останцовые возвышенности, сложенные породами долнапинской и таушикской свит. Каратауские породы здесь падают на северо-восток под углами 80—85°. Указанные останцы, по-видимому, намечают северо-во-

сточное крыло Арпалинской антиклинали. Юго-восточнее описываемых останцов она оборвана проходящим здесь крупным разрывным нарушением.

Между Отпанской и Арпалинской антиклиналями располагается Шетпинская (Джикансай-Батаханская) синклиналь, имеющая клинообразную форму. Она раскрывается к северо-западу в направлении погружения ее шарнира и сильно сжата к юго-востоку. Породы

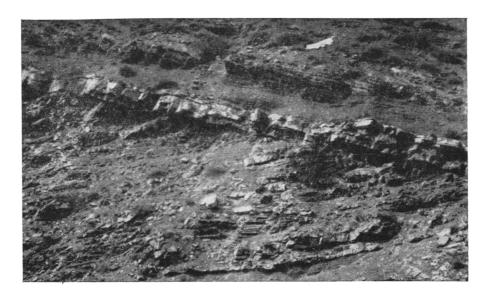


Фиг. 35. Схематическая геологическая карта района Акмышского разрыва. По В. Г. Трифонову, П. В. Флоренскому, А. Е. Шлезингеру (1965)

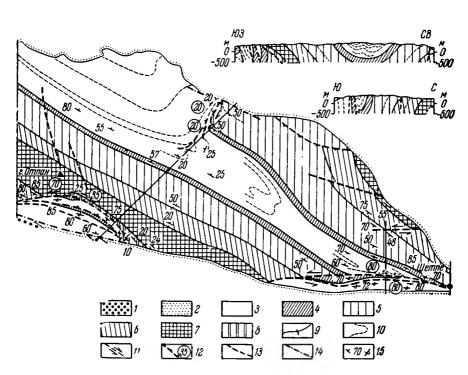
I — юрские отложения; 2-4 — триасовые отложения: 2 — акмышская свита  $(T_2)$ , 3 — карадуанская свита  $(T_1)$ , 4 — таушикская свита  $(T_1)$ . Маркирующие пласты: 5 — терригенных пород, 6 — известняков; 7 — пологие верхнетриасовые разрывы; 8 — крутые послеюрские разрывы; 9 — элементы залегания

акмышской свиты, слагающие центральную часть синклинали, смяты в ряд крутых антиклинальных и синклинальных складок. Простирание складок и погружение шарниров этих складок совпадает с шарниром основной синклинали. Породы, слагающие крылья Шетпинской синклинали, осложнены лишь мелкой гофрировкой, кливажом, мелкими разрывными нарушениями, амплитуда которых, как правило, не превышает первых десятков метров. Северное крыло синклинали более крутое, с углами падения слоев до 85°, южное является более пологим, с наклоном пород 60—65°.

Северо-восточное крыло Шетпинской синклинали осложнено зоной пологих разрывов (фиг. 35, 36, 37), подробно описанной в статье В. Г. Трифонова и других (1965).



Фиг. 36. Акмышский надвиг



Фиг. 37. Геологическая схема восточной части Западного Каратау. По В. Г. Трифонову, П. В. Флоренскому, А. Е. Шлезингеру (1965)

1 — меловые отложения; 2 — юрские отложения; 3 — акмышская свита (Т<sub>3</sub>); 4 — карадуанская свита (Т<sub>2</sub>); 5 — таушикская свита (Т<sub>1</sub>); 6 — долнапинская свита (PdI); 7 — отпанская свита (Pot); 8 — бирк утская свита (Pbr); 9 — стратиграфические границы между свитами; 10 — маркирующие горизонты; 11 — сдвиги; 12 — надвиги (цифрами в кружке указан угол падения сместителя); 13 — разрывы с невыясненным характером смещения; 14 — разрывы, омоложенные в послеюрское время; 15 — элементы залегания

В ядре синклинали восточнее Акмышсая пластичные слоистые породы акмышской свиты смяты в мелкие (амплитуда до 100 м) дисгармоничные складки с наклоном крыльев 20—55°. Складки прослеживаются на запад до Акмышсая. На его западном склоне выходят более высокие горизонты акмышской свиты, которые в отличие от перемятой толщи грубослоисты и образуют пологую (углы падения на крыльях до 20°) широкую раскрывающуюся на северо-запад центриклиналь. Граница дисгармонично перемятой и спокойно залегающей толщ резкая и может быть определена как поверхность срыва. Эта граница, образующая южную часть Акмышской зоны разрывов, проходит по руслу Акмышсая в северо-восточном направлении. На юге она отгибается параллельно южному крылу центриклинали; здесь дисгармоничные складки затухают, и западнее следы срыва отсутствуют. К северу складки также затухают, и описываемое нарушение становится плоскостью межпластового скольжения.

На северо-восточном крыле Шетпинской синклинали, восточнее Акмышсая, отложения акмышской, карадуанской и таушикской свит образуют моноклиналь с углами падения 45—55° ЮЗ. Однако западнее с приближением к Акмышсаю пласт известняка, залегающий в 350—400 м выше основания акмышской свиты, приобретает сначала субмеридиональные, а затем северо-северо-восточное простирание и падает на запад под углом 20°. По мере отгибания к северу пласт перекрывает все более низкие гсризонты акмышской свиты (преимущественно глинистые сланцы), попрежнему падающие на юго-запад. В 600 м севернее места перегиба пласт известняка выполаживается почти до горизонтального и в виде языка длиной около 50 м перекрывает нижние горизонты акмышской и верхние горизонты карадуанской свит. Далее к северу наклон пласта известняка вновь достигает 20—30° ЗСЗ, затем — до северного склона хребта, где пласт скрывается под юрскими отложениями, — он параллелен нижележащим пачкам акмышской свиты.

Отмеченная параллельность связана с тем, что на участке выполаживания этого пласта другой известняковый пласт, залегающий в 10 м выше основания акмышской свиты, с приближением к Акмышсаю также отгибается к северу. Его простирание становится северо-северо-восточным, а угол падения уменьшается до  $20-30^\circ$ . При этом мощность нижнего пласта постепенно сокращается от 15 м в тех местах, где он согласно сменяет подстилающие толщи, до 5-6 м на участке северо-северо-восточного простирания и, наконец, до 1-1,5 м вблизи выходов юрских отложений. Отгибаясь к северу, нижний пласт известняка перекрывает основание акмышской свиты (10 м), карадуанскую (300—350 м) и большую часть таушикской (около 1000 м) свит. Последние сохраняют падение на юговапад; лишь непосредственно у контакта с известняком они нередко меняют его на запад-юго-западное, повторяя в миниатюре изгиб известнякового пласта. На крайнем севере, в небольшом правом протоке Акмышсая, простирание пласта известняка становится восток-северо-восточным, почти широтным. Здесь на склоне хребта на протяжении 200 м он погружается на север под углом 50°, тогда как примыкающие к нему с юга отложения таушикской свиты наклонены под углом 20-25° ЗЮЗ. Северо-восточнее этот пласт скрывается под юрской толщей.

Из приведенного описания видно, что два рассмотренных пласта известняка на участке северо-северо-восточного простирания почти параллельны друг другу. Однако их согласие кажущееся, поскольку мощность пачки глинистых пород, разделяющих эти пласты, здесь сокращена до 150 м, а местами еще больше, в то время как в нормальном залегании на крыльях Шетпинской синклинали она составляет 350—400 м. В глинистых сланцах этой пачки видны следы скольжения и выдавливания. Аналогичные сокращения мощности глинистых прослоев отмечены в горизонтах, непосредственно перекрывающих верхний известняковый пласт.

Поверхность несогласия нижнего известнякового пласта с подстилающими толщами неровная и в нескольких местах нарушена мелкими субмеридиональными сбросами амплитудой не более 10 м. Породы таушикской и карадуанской свит на контакте с известняком обелены и сильно трещиноваты. В подошве пласта известняка распространены зеркала скольжения, изредка борозды, которые особенно глубоки (до 15—20 см) над твердыми песчаниками подстилающих свит. Там, где ниже пласта залегают мягкие глинистые сланцы, образуются пологие «карманы» и линзы светлой зеленовато-серой глинисто-известковой породы с обломками вышележащего известняка, иногда округленными. Мощность линз — до первых десятков сантиметров. Кверху количество обломков известняка в такой брекчии быстро возрастает и она сменяется раздробленным известняком. Еще выше степень раздробления уменьшается, и уже через 1—1,5 м известняки становятся массивными.

Итак, на восточном склоне Акмышсая, в отличие от других районов Мангышлакского Каратау, два пласта известняков акмышской свиты несогласно перекрывают нижележащие толщи. Поверхности несогласий кулисно надстраивают друг друга и выглядят, как пологие разрывы (тектонические глинки, брекчии, зеркала скольжения, борозды, волнистость поверхности несогласия в зависимости от твердости подстилающих пластов).

Выше несогласно залегающих пластов видны следы скольжения, выжимания и вследствие этого частичного выклинивания наиболее пластичных глинистых пачек и прослоев. Наконец, в северной части несогласной границы известняки падают круче (50°), чем примыкающие к ним породы таушикской свиты (25°). Все изложенное показывает несостоятельность представлений о стратиграфическом характере несогласия и разделения акмышской свиты по этой поверхности на карасайскую и торышско-акмышскую свиты (Винюков, 1963; Дьяков, 1957, 1959, 1963). Оба пласта известняка оказываются надвинутыми на подстилающие породы. Отмечены даже случаи, когда эти надвиги во фронтальной части переходят в покровы, один из которых, протяженностью 150 м, был упомянут выше.

Описанные кулисно подставляющие друг друга надвиги, плоскости скольжения, а на юге поверхность срыва в отложениях акмышской свиты составляют сложный субмеридиональный Акмышский разрыв. С образованием разрыва часть ядра и северо-восточного крыла синклинали, расположенная восточнее разрыва, оказалась сильно сжатой, а другая часть осталась слабо деформированной. Таушикская и карадуанская свиты в восточном крыле разрыва были приведены в соприкосновение с акмышской свитой, а нижние горизонты акмышской свиты восточного крыла смещены к югу относительно их продолжения в другом крыле.

Приведенные данные дают основание полагать, что по Акмышскому разрыву произошел правый сдвиг. Однако, перемещаясь к югу, наиболее крупные пласты известняка, а вместе с ними и вышележащие глинистые пачки акмышской свиты не разрывались, а изгибались и растягивались. При этом они несколько надвинулись на подстилающие породы. Акмышский разрыв не распространялся на юго-западный борт Шетпинский синклинали. Последний выступал в роли упора, вблизи которого при движении восточного крыла разрыва к югу возникли дисгармоничные складки; они полностью компенсировали сдвиговое смещение.

По южному крылу Шетпинской синклинали проходит крупный разлом. Он простирается примерно широтно и состоит из двух основных ветвей, между которыми развиты более мелкие нарушения. Северная ветвь круто (80—90°) наклонена на север, а южная— под таким же углом на юг. В восточной части, близ пос. Шетпе, обе ветви сливаются; разлом приобретает простирание 285° и наклонен под углом около 70° ССВ. К югу от раз-

лома выведены на поверхность породы акмышской свиты <sup>1</sup>, крутопадающие (75—90°) на юг или запрокинутые до 60—70°. Между ветвями разлома с юга на север располагаются крутостоящие (90—30°) пласты акмышской свиты. Породы зоны разлома, особенно его южного крыла, милонитизированы, ожелезнены, обесцвечены и потеряли многие свои структурные и текстурные особенности. Степень их изменения к востоку возрастает.

Между двумя ветвями Шетпинского разлома моноклинальное падение пород акмышской свиты нарушено многочисленными мелкими складками с крутыми, иногда вертикальными крыльями и шарнирами. В простейшем случае эти складки представляют собой небольшие горизонтальные флексуры. Их протяженные крылья — моноклинали широтного или запад-северо-западного простирания. Смыкающие крылья, простирающиеся меридионально или на северо-запад, либо также построены моноклинально, либо гофрированы. Изгибы такой формы могли образоваться только при горизонтальном перемещении на запад слоевых северных протяженных крыльев относительно южных, т. е. они как бы повторяют без нарушения сплошности пород движения крыльев разрыва при левом сдвиге. В более сложных случаях сдвиговое смещение при образовании складки проявляется резче; оно приводит к срыву по субширотным плоскостям и появлению дисгармонии между отдельными слоями. Описанные складки могут быть названы складками волочения левого сдвига.

Размеры складок волочения колеблются от сантиметров до первых десятков метров. Наряду со складками волочения левого сдвига есть формы, которые представляют собой как бы зеркальные отражения описанных изгибов, т. е. образовались при противоположном, правосдвиговом смещении; однако они мало характерны для Шетпинского разлома. Здесь же в отложениях карадуанской и акмышской свит изредка удается наблюдать зеркала скольжения с горизонтальными бороздами вдоль нарушений, параллельных главным ветвям разлома, и трещины растяжения северо-восточного простирания, заполненные кварцем или кальцитом. Сходные дислокации, хотя и более редкие, отмечены к югу от разлома.

Ось Шетпинской синклинали с приближением к разлому изменяет простирание с запада на восток от 310° до 285° и причленяется к разлому под углом 10—15°. Здесь к северу от основного ядра синклинали появляется еще несколько приядерных складок, кулисно подставляющих друг друга и последовательно примыкающих к разлому. Шарниры всех складок ядра синклинали близ разлома наклонены на запад под углом около 30°, т. е. гораздо круче, чем шарнир синклинали в части, удаленной от разлома. Таким образом, с приближением к разлому единое ядро Шетпинской синклинали разделяется на несколько складок, которые возле разлома приобретают черты складок волочения левого сдвига.

Все перечисленные морфологические особенности характеризуют Шетпинский разлом как левый сдвиг. В восточной части, вблизи пос. Шетпе, простирание разлома становится запад-северо-западным, наклон достигает 70° СВ, и слои карадуанской свиты на его северном крыле запрокинуты; вероятно, здесь наряду со сдвигом по разлому происходило взбрасывание северного крыла.

Восточнее пос. Шетпе прослеживание одноименного разлома затруднепо ввиду почти полного перекрытия этого участка современным делювиальными наносами. Примерно на продолжении Шетпинского разлома в западном выступе Восточного Каратау проходит еще одно крупное нарушение. Сам выступ хребта к югу от нарушения представляет собой круто падающую на восток моноклиналь. Углы падения в среднем колеблются

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Ранее их относили к биркутской и отпанской свитам, что отражено на Государственной геологической карте района.

в пределах 50—60°. Моноклинальное падение пород осложнено рядом пропольных разрывных нарушений. Разрыв, ограничивающий с севера эту моноклиналь, имеет в западной части почти широтное простирание. Восточнее оно изменяется на северо-западное, приближаясь к меридиональному, и разлом, испытав дугообразный изгиб, скрывается под юрскими отложениями Южной Прикарпатской долины. В соответствии с изменением простирания изменяется и строение приразломной полосы. В восточной части юго-западное крыло разлома сложено породами акмышской свиты. Оно представляет собой раскрывающуюся на юг центриклиналь синклинали, на северо-востоке которой слои простираются вдоль разлома и падают от него. Северо-восточное крыло разлома также сложено в основном породами акмышской свиты. Они полого падают от разлома, но вблизи него образуют небольшую асимметричную Хозбулакскую антиклиналь, в ядре которой обнажены породы карадуанской свиты. Шарнир антиклинали круто падает к северо-западу. Разлом проходит по юго-западному крылу антиклинали и наклонен на северо-восток под нее. Таким образом, в восточной части рассматриваемое нарушение представляет собой надвиг, сопровождающийся принадвиговой антиклиналью.

Западная, субширотная, часть разлома крутая. Толщи северного крыла простираются вдоль разлома, толщи южного крыла — косо к нему. В южном крыле угол падения пластов изменяется с запада на восток от 20—40° до 60—70° ВСВ, причем вблизи разлома пласты резко отгибаются к западу. Крутой наклон сместителя и указанные особенности залегания пород южного крыла позволяют предполагать сдвиговые перемещения в этой части разлома.

Центральную и восточную части хребта Восточный Каратау занимает крупная Бесчокинская антиклиналь. Свод ее сложен породами отпанской свиты, а крылья обрисовываются отложениями восточнокаратауской серии. Ось антиклинали проходит от горы Кокала II в юго-восточном направлении ( $125^{\circ}$ ) почти до южного склона, откуда наблюдается постепенный ее поворот к востоку. Далее она приобретает почти широтное простирание и прослеживается вплоть до восточного окончания хребта Восточный Каратау. Северо-западнее горы Джалпахчи отмечается северозападное погружение Бесчокинской антиклинали. К югу от меридиана колодца Чили фиксируется ее восточная периклиналь. Падение пород на северном крыле в среднем составляет  $50-60^{\circ}$ , достигая в ряде случаев 70°; при приближении к ее оси оно выполаживается до 20—30°. Южное крыло Бесчокинской антиклинали является более крутым (70—80°), причем близ оси складки, как правило, несколько опрокинуты и падают на север. Сводовая часть Бесчокинской антиклинали северо-западнее горы Джалпахчи осложнена серией сбросов, проходящих вдоль оси антиклинали. Падение плоскости главного сброса направлено к северо-востоку под углом около 85°. Амплитуда его составляет около 100 м, причем северовосточный блок является опущенным.

Вдоль юго-восточного крыла Бесчокинской антиклинали проходит крупный разлом, отделяющий пермо-триасовые толщи от юрских и меловых. Лишь у восточного окончания хребта он проходит целиком в породах каратауского комплекса, и по его круто наклоненной на север поверхности акамышская свита южного блока приведена в соприкосновение с более древними отложениями восточнокаратауской серии. Там, где по разлому приведены в соприкосновение породы каратауского комплекса и отложения юры и мела, плоскость сместителя также наклонена на север под углами 70—80°.

К западу от Бесчокинской антиклинали отходят два крупных структурных носа. Южный из них, выделяемый под названием К ы з ы л т а м с к о й а н т и к л и н а л и, сложен породами толщи «г» восточнокаратауской серии. Кызылтамская антиклиналь представляет собой асимметричную складку

8 А. Е. Шлезингер 113

с крутым, иногда опрокинутым, южным крылом (80—85°) и более пологим северным (50—60°). Южное крыло складки между поселками Онды и Кызылтам, близ подножия южного склона хребта обрезается плоскостью надвига, имеющего дугообразный изгиб, обращенный выпуклостью в сторону оси складки. По надвигу соприкасаются верхние толщи восточно-каратауской серии с породами акмышской свиты.

К северо-востоку от Кызылтамской антиклинали расположена Куголачо к и н с к а я а н т и к л и н а л ь, сложенная в сводовой части породами верхней толщи восточнокаратауской серии. Крылья и северо-восточная периклиналь складки рельефно обрисовывается нижней пачкой известняков акмышской свиты. Ось складки примерно совпадает с направлением оси Кызылтамской антиклинали, шарнир ее погружается к северо-западу. К юго-востоку, ближе к могиле Бес-Кемпир, происходит постепенное распрямление антиклинального перегиба, и в разрезе Сары-Ковахсая перегиб, соответствующий Куголачокинской антиклинали, отсутствует, переходя в моноклинальное падение северного крыла Кызылтамской антиклинали. Куголачокинская антиклиналь имеет почти симметричное строение с падением слоев на крыльях, не превышающим 40—50°. Между Куголачокинской и Кызылтамской антиклиналями расположена синклиналь, выполненная породами акмышской свиты, слои которых смяты в сложную систему более мелких складок.

Между Куголачокинской антиклиналью и северо-западной периклиналью Бесчокинской антиклинали прослеживается Бескемпирская синклиналь. Ось ее имеет простирание с северо-запада на юго-восток с довольно резким погружением шарнира в северо-западном направлении. Северное крыло Бескемпирской синклинали более крутое, с падением слоев до 55—60°, южное — более пологое (40—50°). Центральная часть синклинали осложнена рядом продольных и поперечных разрывов незначительной амплитуды.

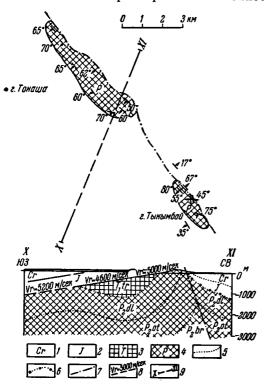
Между Хосбулакской и Кызылтамской антиклиналями располагается крупная синклинальная складка, выделяемая под названием А у с а р с к о й (А у с а р - О н д и н с к о й). Она слагается породами акмышской свиты, причем в наиболее прогнутой части, тяготеющей к северному склону хребта, развиты породы ее верхней подсвиты. Шарнир складки плавно погружается в северо-западном направлении. В этом же направлении происходит расширение и раскрытие складки в основном за счет северо-восточного крыла, вследствие резкого выполаживания северо-западной периклинали Кызылтамской антиклинали. Падение слоев на крыльях синклинали в ее юго-восточной части составляет 60—70°, к северо-западу оно выполаживается и на юго-западном крыле составляет 50—60°, но в ряде мест уменьшается до 25—30°. Северо-восточное крыло, как указывалось выше, здесь резко раскрывается и состоит из целой серии осложняющих его мелких складок, так же погружающихся в северо-западном направлении.

Приведенные материалы показывают, что в хребтах Каратау развита система складок, кулисообразно подставляющих друг друга и пересекающих хребты под углом  $20-25^{\circ}$ .

В пределах Восточного Мангышлака дислокации пород верхнего структурного яруса складчатого фундамента изучены лишь на нескольких изолированных возвышенностях. На горе Тумгачи (Тонаша) породы долнапинской свиты образуют крутопадающую на юго-запад моноклиналь, наклон слоев в которой составляет 50—60°, но иногда увеличивается до 80° (фиг. 38). Простирание слоев в моноклинали меняется от 300—310° до 320—330°. С северо-востока она оборвана крупным разломом, за которым развиты отложения мела. Близ его плоскости породы долнапинской свиты осложнены мелкой гофрировкой. С юго-запада эта моноклиналь скрыта отложениями юры. Гора Тумгачи вытянута в общем вдоль простирания слагающих ее перод.

К северо-западу от горы Тумгачи более мелкие выходы пород акмышской свиты устанавливаются в районе горы Жанаулие. Они сильно выветрелые и внутреннее строение их здесь остается неясным. Однако наклон слоев акмышской свиты здесь, по-видимому, составляет многие десятки градусов.

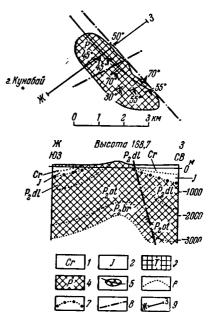
К юго-востоку от горы Тумгачи породы долнапинской свиты выходят в небольшой по размерам возвышенности Тынымбай. Здесь слои долна-



Фиг. 38. Схема тектонического строения Тонаша-Тыныбайского участка. По В. Н. Винюкову (1963)

1 — меловые отложения;
 2 — юрские;
 3 — триасовые;
 4 — пермские;
 5 — стратиграфические границы;
 6 — стратиграфически несогласные границы;
 7 — тектонические разрывы;
 8 — сейсмические опорные горизонты;
 9 — сейсморазведочные профили

пинской свиты образуют моноклиналь, погружаясь к юго-западу под углами до 75—80°. С северо-востока эта монокли-



Фиг. 39. Схема тектонического строения Кунабайского участка. По В. Н. Винюкову (1963)

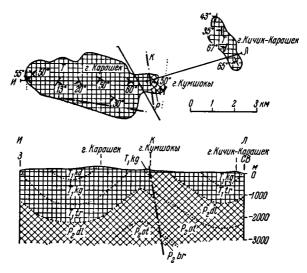
1 — меловые отложения; 2 — юрские; 3 — триасовые; 4 — пермские; 5 — оси складок; 6 — стратиграфические границы; 7 — стратиграфические несогласные границы 8 — тектонические разрывы; 9 — линии геологических разрезов

наль обрывается Тумгачинским разломом, за которым породы каратауского комплекса глубоко погружены.

На горе Кунабай породы долнапинской и таушикской свит образуют крутопадающую на юг моноклиналь. наклон слоев к которой составляет  $35-50^\circ$  (фиг. 39). Простирание слоев здесь равно  $170-190^\circ$ , реже  $200^\circ$ . В северо-западной части горы моноклиналь осложена антиклинальной складкой небольших размеров, ориентированной с северо-востока на юго-запад. Углы наклона слоев на ее крыльях составляют  $50-60^\circ$  Шарнир этой антиклинали имеет ясно выраженный наклон к юго-востоку. В средней части моноклинали отмечается сброс северо-восточного простирания, амплитуда которого составляет первые десятки метров. С северо-востока рассматриваемая моноклиналь каратауского комплекса пород обрывается разломом, за которым развиты отложения мела. С других сторон она скрывается под отложениями аптского и альбского ярусов платформенного

чехла. Гора Кунабай вытянута в направлении, которое пересекает простирание слагающих ее пород под углом  $45-50^{\circ}$ .

К юго-востоку от горы Кунабай в урочище Белясень на небольшой площади выходят отложения акмышской свиты. Они здесь сильно выветрелые. Общее простирание слоев ясно намечается как широтное, но в какую сторону падают слои остается неясным, потому что они имеют крутые углы наклона, приближающиеся к вертикальным. Со всех сторон породы экмышской свиты соприкасаются с отложениями мела по разрывным нарушениям.



Фиг. 40. Схема тектонического строения Карашекского участка. По В. Н. Винюкову (1963). Условные обозначения см. на фиг. 39

На горе Карашек породы каратауского комплекса образуют крутопадающую на юг моноклиналь (фиг. 40). У северного подножия хребта породы долнапинской свиты падают по азимуту  $240-250^{\circ}$  под углами в  $70-80^{\circ}$ . К югу в триасовых слоях простирание меняется на почти широтное с уменьшением углов наклона до  $40-60^{\circ}$ . Вдоль южного склона горы отмечается серия продольных разломов (вероятно, крутопадающие надвиги), за которыми слои карадуанской и акмышской свит наклонены к северу, по-видимому, находясь в опрокинутом залегании. В западной части горы Карашек рассматриваемая моноклиналь осложнена антиклиналью и сопряженной с ней синклиналью, падение слоев на крыльях которых составляет  $40-50^{\circ}$ . Кроме того, в каратауских породах отмечается ряд поперечных сбросов небольшой амплитуды.

На горе Кичик-Карашек на незначительной площади вскрыты отложения долнапинской и таушикской свит, моноклинально погружающиеся на запад-юго-запад под углами  $40-65^{\circ}$  и граничащие между собой по продольному разлому.

На хребте Карамая каратауский комплекс пород обнажается на расстоянии около 20 км, протягиваясь с запада на восток (фиг. 41). Они образуют моноклиналь с падением слоев на юг под углами в 30—50°. Простирание их в центральной части широтное, к западу оно постепенно меняется сначала на северо-западное, а затем на юго-западное, и слои образуют дугообразный изгиб, обращенный выпуклостью на север. В восточной части хребта Карамая намечается периклиналь антиклинальной складки, срезанной разломом, проходящим вдоль северного подножия

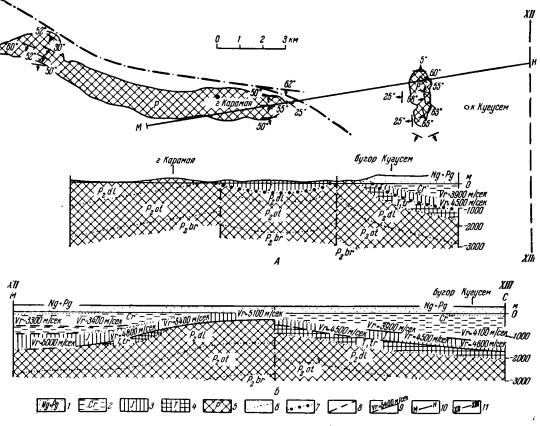
хребта. Структура Каратауского комплекса пород здесь осложнена несколькими поперечными сбросами небольшой амплитуды.

Восточнее хребта Карамая, близ колодца Кугусем, отмечается небольшой выход пород долнапинской и таушикской свит.

В северной части выхода слои имеют простирание  $80-110^{\circ}$  и падают на север и северо-восток под углами  $50-60^{\circ}$ . В южной части простирание меняется на меридиональное с наклоном слоев к западу под углами в  $50-70^{\circ}$ .

Кроме того, каратауский комплекс пород вскрыт несколькими глубокими скважинами в пределах Беке-Башкудукской и Тюбкараганской антиклинальных зон. В первой из них скважины, по-видимому, вошли в породы долнапинской свиты перми (район Таспаса) и нижнего триаса (район Карасязя), во второй — в известняки акмышской свиты триаса. По керну скважин углы наклона слоев в обоих случаях достигают 70°.

Карта граничных скоростей, построенная А. Б. Коганом (1959) для п-ова Тюб-Караган, показывает, что денудационная поверхность каратауского комплекса пород срезает различные пласты этого возраста. Это также подтверждает значительную дислоцированность последних. Судя по степени динамометаморфизма, крутым углам наклона слоев, кливажированности и другим признакам, дислоцированность пермо-триасовых пород вос-



Фиг. 41. Схема тектонического строения Карамая-Кугусемского участка. По В. Н. Винюкову (1963)

точного Мангышлака, Беке-Башкудукской и Тюбкараганской антиклинальных зон по сравнению с хребтами Каратау не уменьшается.

Проведенные геофизические исследования показывают, что при удалении от Мангышлакской системы дислокаций в сторону Южнобузачинского прогиба и синклинальной зоны «бессточных» впадин пермо-триасовый комплекс пород погружается на значительную глубину (до 5—6 км). Одновременно с погружением происходит ослабление их дислоцированности.

В восточной части Мангышлакской системы дислокаций дислоцированность каратауского комплекса также уменьшается. Так, судя по керну глубоких скважин, на Хоскудукской антиклинали наклон пород долнапинской свиты составляет всего  $10-20^\circ$ , а на Шахпахтинской антиклинали наклон слоев нижнего триаса уменьшается до первых градусов. К северу от Мангышлакской системы дислокаций на п-ове Бузачи, по материалам сейсморазведки и керну глубоких скважин на Кызанской антиклинали, каратауский комплекс дислоцирован значительно слабее, чем в пределах Горного Мангышлака. По-видимому, углы наклона в нем не превышают  $20^\circ$ ,

По северной периферии Мангышлакской системы в породах складчатого фундамента прослеживается система крупных разломов, являющаяся ее северным ограничением. Эта система довольно отчетливо фиксируется на всем протяжении от низовьев Аму-Дарьи на востоке до Каспийского моря на западе крупным магнитным максимумом (Гарецкий и Шрайбман, 1960). Наиболее отчетливо этот максимум фиксируется в ее восточной части (до 300 гамм). Здесь ему соответствует и резко выраженный градиент аномалий силы тяжести. Сейсморазведочными профилями установлено, что этой зоне резко повышенных значений гравитационного и магнитного поля соответствует крупный разлом внутри пород фундамента. Северный блок по нему глубоко опущен (амплитуда местами достигает 2 и более километров) и в нем появляются породы верхнего структурного яруса фундамента. К западу от меридиана 54°30' магнитная аномалия отклоняется несколько к северу от гравитационной ступени и проходит по южной окраине п-ова Бузачи к Каспийскому морю. В этом направлении наблюдается постепенное уменьшение его интенсивности. Вероятно, по разлому произошло внедрение ультраосновных и основных пород, обусловивших возникновение здесь резко выраженного магнитного максимума.

## ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЧЕХОЛ

Отложения платформенного чехла собраны в систему субширотных крупных антиклинальных зон и сопряженных с ними синклинальных зон. Их длина составляет многие десятки, реже — первые сотни километров, при ширине в несколько километров, реже — первые десятки километров. Антиклинальные и синклинальные зоны осложнены более частными структурами, длина которых составляет километры, более редко — первые десятки километров, при ширине в несколько километров. Эти структурные элементы в разных структурных ярусах отражены различно. Наиболее четко они выражены в породах двух нижних структурных ярусов, а лучше всего изучены в породах среднеюрско-нижнемиоценового структурного яруса. Поэтому описание их приводится при рассмотрении этого структурного яруса.

Слои в этих структурных ярусах в среднем имеют наклон, измеряемый градусами, причем на крыльях антиклинальных структур он составляет несколько градусов, реже — первые десятки градусов, а во флексурах — до нескольких десятков градусов. Падение пород, как правило, в центральных частях структур меньше, чем на крыльях, вследствие чего они чаще имеют гребневидную или коробчатую форму.

В отложениях третьего структурного яруса дислоцированность пород резко уменьшается, а в отложениях четвертого яруса структурные элементы практически не выражены.

# Первый (рэт-лейасовый) структурный ярус

Внутреннее строение отложений первого структурного яруса платформенного чехда на Мангышлаке изучено в настоящее время недостаточно. В пределах приподнятых зон, где они распространены в виде относительно маломощного покрова, отложения рэт-лейаса дислоцированы одинаково с вышележащими породами второго (среднеюрско-нижнемиоценового) структурного яруса. В сторону опущенных зон, как указывалось выше, происходит резкое ступенчатое наращивание их мощностей. Эти ступени приурочены к основным разломам поверхности складчатого фундамента (фиг. 42). К югу от Мангышлакской системы дислокаций на территории Южномангышлакского плато отложения рэт-лейаса достигают нескольких тысяч метров мощности, выполняя здесь глубокий прогиб. Характер структурного плана пород первого структурного яруса остается еще недостаточно ясным. Он, по-видимому, может быть изучен на основании анализа поверхности складчатого фундамента под покровом отложений рэтлейаса. Общая степень дислоцированности пород первого структурного яруса, вероятно, несколько более высокая, чем в вышележащих отложениях платформенного чехла. Таким образом, отложения рэт-лейаса выполняют прогибы поверхности складчатого фундамента, компенсируя резкие его изгибы. В пределах самой Мангышлакской системы дислокаций они залегают в виде относительно маломощного покрова.

## Второй (среднеюрско-нижнемиоценовый) структурный ярус

Породы второго структурного яруса значительно более полого повторяют изгибы поверхности фундамента, и в них почти исчезают резкие узкие зоны градиентов мощностей (фиг. 43—47), столь характерные для пород первого структурного яруса в бортовых участках прогибов.

Мангышлакскую систему дислокаций составляют структуры разной морфологии. Наиболее крупная из них — Каратауская — еще Н. И. Андрусовым (1911) была выделена под названием мегантиклинали. Близкими к ней, но несколько менее резко выраженными и меньших размеров являются антиклинальные зоны. Мегантиклиналь и антиклинальная зона представляют собой крупные положительные структуры, осложненные частными структурами. Несколько отличную категорию структур составляют линии антиклиналей. Они состоят из цепочки равнозначных положительных структур, непосредственно связанных между собой или чаще кулисообразно подставляющих одна другую.

#### Структуры Центрального Мангышлака

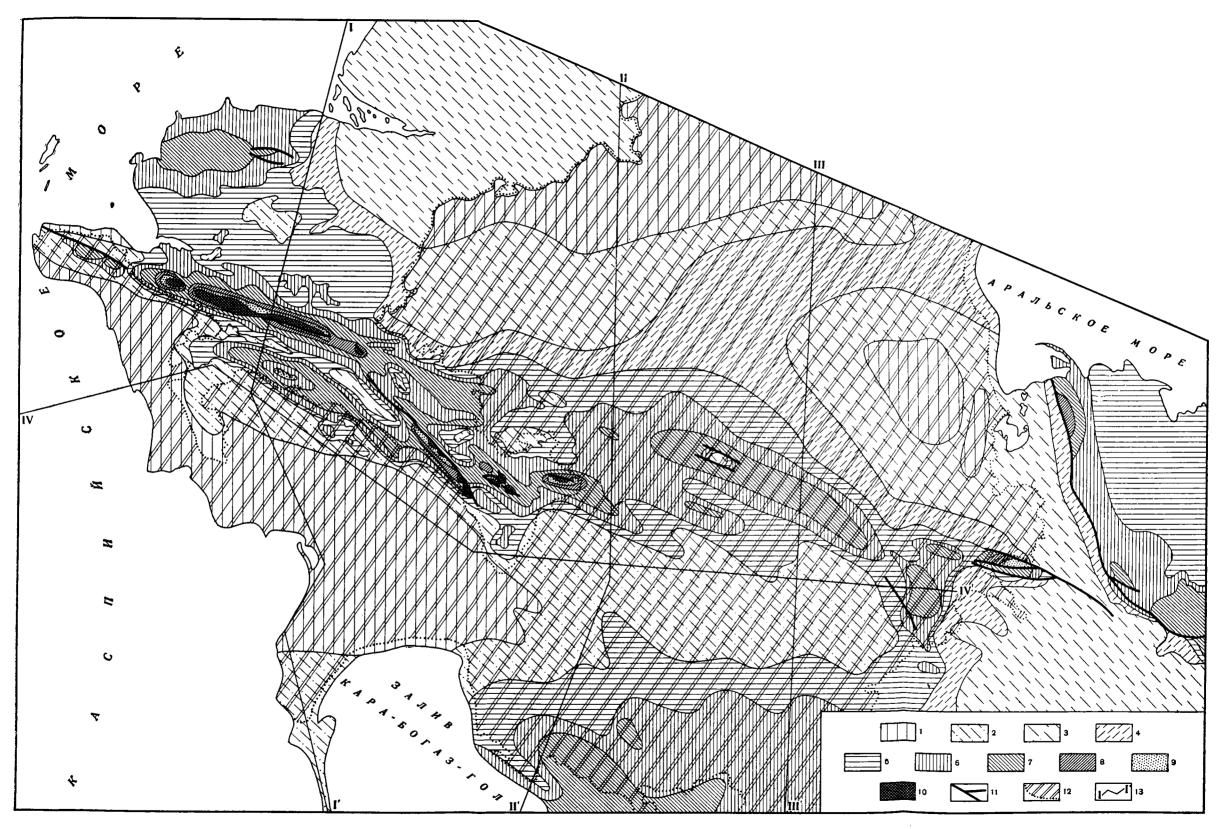
Каратауская мегантиклиналь. Наиболее крупной структурой платформенного чехла, располагающейся в центральной части Горного Мангышлака, является Каратауская мегантиклиналь (фиг. 48). Она протягивается по азимуту 280—290° от колодцев Удюк на западе до колодцев Огюз на востоке на расстояние около 200 км. В центральной части ее свода выведены на поверхность породы каратауского комплекса, последовательно обрамляемые отложениями юры, мела и палеогена. Мегантиклиналь имеет ярко выраженное асимметричное строение. Южное крыло в целом значительно более крутое, нежели северное. Углы падения пород близ контактов с выходами фундамента достигают на северном крыле

1

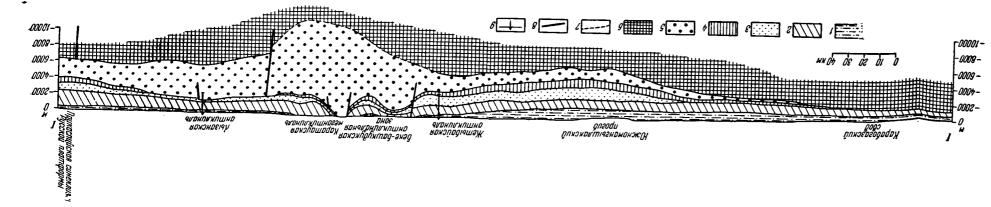
1

Фиг. 42. Структурная карга по кровле пород фундамента (подошве платформенного чехла). Составили И. С. Вольвовский, Р. Г. Гарецкий, А. Е. Шлезингер, В. И. Шрайбман по материалам ВНИГНИ, ВНИГРИ, производственных геологических организаций Узбекской ССР, Казахской ССР и др.

1 — Русская платформа; 2 — породы фундамента на поверхности; 3 — разломы; 4 — стратоизогипсы

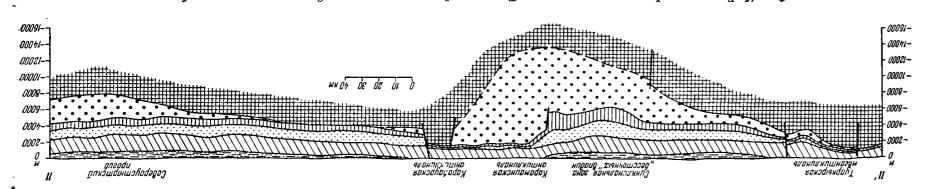


Фиг. 43. Геологическая карта со снятым неогеново-четвертичным покровом. Составлена по материалам ВАГТ, ВНИГРИ, СГПК, НИЛнефтегаз и других организаций 1— верхний олигоцен и нижний миоцен; 2— нижний и средний олигоцен; 3— стредний олигоцен; 4— нижний олигоцен; 5— палеоцен и эоцен; 6— турон, сенон и даний; 7— альб и сеноман; 8— неоком и апт; 9—юра; 10— пермо-триас; 11— разломы; 12— площадь распространения среднего и верхнего миоцена и нижнего плиоцена; 13— линии разрезов

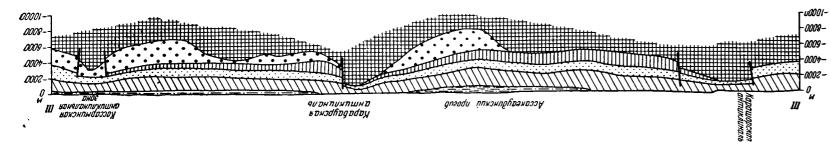


Фиг. ,44. Геологический разрез площади между Карабогазским сводом и Кызанской антиклиналью (положение см. на фиг. 47). Составлен по материалам региональных профилей конторы «Спецгеофизика»

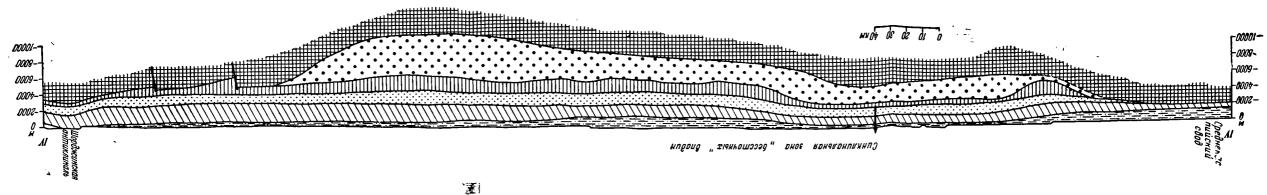
1 — кайновой; 2 — мел; 3 — стредняя и верхняя юра; 4 — рат-лейас; 5 — верхний под Мангышлакским желобом; 8 — разломы; 9 — скважины подошвы верхнепа-



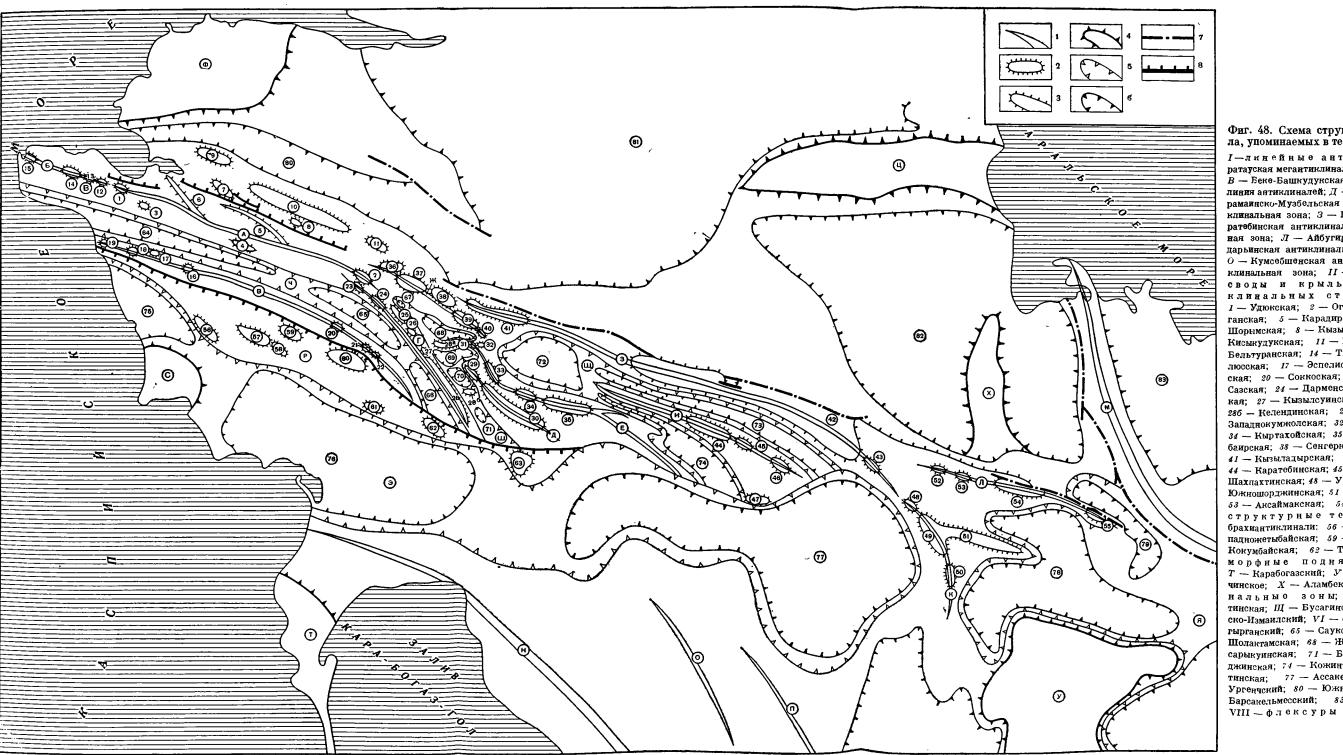
Фиг. 45. Геологический разрез площади между Туаркырской метантиклиналью и Североустюртским прогибом. Условные обозначения см. на фиг. 44



Фиг. 46. Геологический разрез через Ассакеуданский прогиб. Условные обозначения см. на фиг. 44



Фиг. 47. Геологический разрез через синклинальную зону «бессточных» впадин. Условане обозначения см. яз фиг. 44



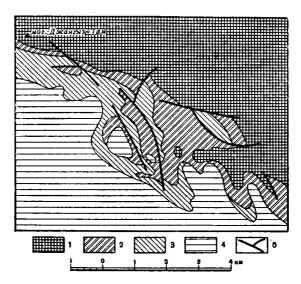
Фиг. 48. Схема структурных элементов платформенного чехла, упоминаемых в тексте (на схеме буквы и цифры в кружках) І-линейные антиклинальные структуры: А-Каратауская мегантиклиналя; Б — Тюбкараганская антиклинальная зона; B — Беке-Башкудукская аниклинальная зона;  $\Gamma$  — Тумгачинская линия антиклиналей;  $\mathcal{I}$  — Карашэкская линия антиклиналей; E — Караманнско-Музбельская линия антиклиналей; Ж — Тузбаирская антиклинальная зона; 3 — Карабаурская антиклинальная зона; И — Каратебинская антиклинальная зона; К - Шорджинская антиклинальная зона;  $\Pi$  — Айбугирская линия антиклиналей; M — Нижнеамударынская антиклинальная зона; Н — Туарыкская мегантиклиналь: О — Кумсебщенская антиклинальная зона; П — Карашорская антиклинальная зона; II — антиклинал и, осложияющие своды и крылья основных линейных антиклинальных структур, и брахиантиклинали: 1 — Удюкская; 2 — Огюзская; 3 — Джангыз-Тамская; 4 — Аккурганская; 5 — Карадирменская; 6 — Торыш-Мурзатайская; 7 — Шорымская; 8 — Кызылкумская; 9 — Кошакская; 10 — Кошкар-Кисыкудукская; 11 — Монатинская; 12 — Джангуршинская; 13 — Бельтуранская; 14 — Тюбеджикская; 15 — Кусайникская; 16 — Куюлюсская; 17 — Эспелисайская; 18 — Дунгинская; 19 — Жаласканская; 20 — Соккоская; 21 — Шалобайская; 22 — Сенекская; 23 — Сазская; 24 — Дарменская; 25 — Жонашинская; 26 — Тышканкумская; 27 — Кызылсуинская; 28 — Тумгачинская; 28а — Чонкальская: 286 — Келендинская; 29 — Акорпинская; 30 — Карашекская; 31 — Западнокумжолская; 32 — Восточнокумжолская; 33 — Жосалынская; 34 — Кыртахойская; 35 — Карамаинская; 36 — Кертская; 37 — Тузбаирская; 38 — Сенгеркумская; 39 — Акпанская; 40 — Огландинская: 41 — Кызыладырская; 42 — Карабаурская; 43 — Акманказганская; 44 — Каратебинская; 45 — Хоскудукская; 46 — Караколкинская; 47 — Шахпахтинская; 48 — Урринская; 49 — Шорджинско-Декчинская; 50 — Южношорджинская; 51 — Ербурунская; 52 — Кульмагамбеткульская; 53 — Аксайманская; 54 — Айбугирская; 55 — Ждановская; ІІІ структурные террасы: Р — Жетыбайская; антиклинали и брахиантиклинали: 56 — Тарлинская; 57 — Жетыбайская; 58 — Западножетыбайская; 59 — Карамандыбасская; 60 — Узеньская; 61 — Кокумбайская; 62 — Тугискенская; 63 — Саройская; IV — И з о морфные поднятия и своды: С — мыса Посчаного; T — Карабогазский;  $\mathcal{Y}$  — Центральнокаракумский;  $\Phi$  — Северобузачинское; Х — Аламбекское; Ц — Кассарминское; V — синклинальные зоны; Ч — Чакырганская; Ш — Аличкинско-Боктинская; III — Бусагинская; Э — «бессточных» впадин; Я — Хорезмско-Измаилский; VI — синклинали и прогибы; 64 — Чагырганский; 65 — Саукскан-Бастанкумский; 66 — Тюесуинский; 67 — Шолактамская; 68 — Жабайучканская; 69 — Боктинская; 70 — Байсарыкуинская; 71 — Бурминская; 72 — Бусагинская; 73 — Ельтеджинская; 74 — Кожинтайская; 75 — Сегендыкский; 76 — Карабарахтинская; 77 — Ассакеуданский; 78 — Ташаузский; 79 — Куня-Ургенчекий; 80 — Южнобузачинский; 81 — Североустюртский; 82 — Барсакельмесский; 83 — Восточноаральская; VII — разломы;

в среднем  $20-30^{\circ}$ , на южном —  $30-40^{\circ}$ . Дальше от оси — в пределах хребтов Актау — падение, как правило, не превышает 5-10°. Южное крыло мегантиклинали осложнено многочисленными разрывными нарушениями. На северном крыле, напротив, разрывные дислокации играют инчтожную роль, зато его строение осложняют различного типа пликативные дислокации. Шарнир Каратауской мегантиклинали дважды испытывает волнообразные изгибы, обусловившие разделение выходов каратауского комплекса на три массива (хребты Каратаушик, Западный и Восточный Каратау). К западу от хребта Каратаушик намечается довольно резкое погружение ее шарнира. Но в нескольких километрах к западу в отложениях сеномана оно резко выполаживается, образуя здесь структурный пос — Удюкскую антиклиналь. Северное крыло этой антиклинали более пологое, с углами наклона слоев в 4-5°, на южном крыле падение слоев увеличивается де 5-8°. Крылья Удюкской антиклинали осложнены несколькими сбросами, амплитуда которых измеряется первыми десятками метров.

Отложения юры и мела на западной периклинали Каратауской мегантиклинали нарушены системой мелких поперечных сбросов незначительной амилитуды. К востоку от хребта Восточный Каратау шарнир Каратауской мегантиклинали испытывает пологое погружение. На крайнем востоке это погружение осложняется небольших размеров О гюзской брах и антиклинали отклоняется под небольшим углом к юго-востоку от общего направления Каратауской мегантиклинали. Падение на северовосточном крыле более крутое, с наклоном слоев до 20°; на юго-западном крыле оно уменьшается до 15°. По северо-восточному крылу проходит продольный сброс, по которому отложения средней юры соприкасаются с отложениями нижнего мела. Более мелкие поперечные сбросы отмечаются на северо-западной периклинали. Юго-восточная периклиналь скрывается под современными наносами.

Основным осложнением южного крыла Каратауской мегантиклинали является крупное продольное разрывное нарушение типа взброса, протягивающееся вдоль подножия хребтов Каратау. Оно протягивается от пос. Куйбышево на восток до западного окончания хребта Восточный Каратау. Вдоль разрыва происходит совмещение различных горизонтов нижнего мела с породами средней юры. Плоскость смещения круго падает  $(70-80^{\circ})$  на север в сторону приподнятого блока. Амплитула взброса по кровле пермо-триаса достигает 400 м. Восточнее этот ваброс кулисообразно подставляется флексурой, протягивающейся также вдоль южного подножия хребта Восточный Каратау. Флексура в ряде мест переходит в разрывное нарушение, по которому приведены в соприкосновение породы пермо-триаса и юры. В зоне флексуры породы юры и нижнего мела поставлены на голову и в ряде участков отмечается даже их опрокинутое залегание. В районе колодца Чили рассматриваемая флексура переходит непосредственно в породы пермо-триасового комплекса хребта Восточный Каратау в виде крутого надвига. На участке между колодцем Джан-Орпа и пос. Онды близ хребта Восточный Каратау и в районе пос. Тущибек близ хребта Западный Каратау в породах юры и нижнего мела развита серия мелких поперечных сбросов, амплитуды которых не превышают 50 м. Вдоль подножия хребта Южный Актау на меридиане пос. Шетпе южное крыло Каратауской мегантиклинали осложнено Аккурганской антиклиналью. В районе могилы Камыслай оно обнаруживается по петлеобразному изгибу слоев альбского яруса. Далее к западу Аккурганская антиклиналь фиксируется в юго-восточном конце почти меридионального обрыва по подъему кровли песчаников сеномана на 50-70 м относительно уровня их залегания в расположенной к северу синклинали. Антиклиналь имеет ярко выраженное асимметричное строение с крутым

южным крылом (до  $20^{\circ}$ ) и значительно более пологим северным (до  $3-4^{\circ}$ ). На этом же участке отчетливо наблюдается наклон шарнира структуры в запад-северо-западном направлении. Отсюда к западу-северо-западу прослеживается лишь ее южное крыло. Северное крыло и сводовая часть на значительном расстоянии закрыты современными наносами и вновь обнаруживаются по пологому изгибу белого писчего мела сенона и датских известняков южнее горы Аккурган. В западной части Южного крыла Каратауской мегантиклинали в отложениях юры и мела прослеживается ряд мелких антиклинальных перегибов типа структурных носов,

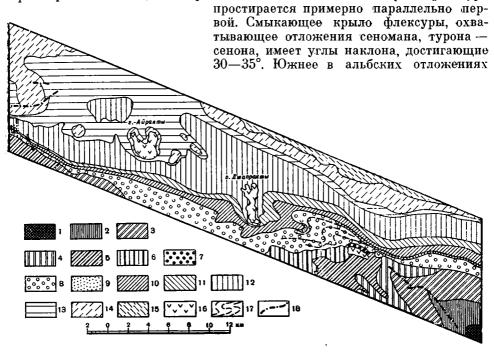


Фиг. 49. Геологическая карта Джангызтамской антиклинали: 1 — альб; 2 — сеноман; 3 — турон и сенон; 4 — средний и верхний миоцен; 5 — разломы

наиболее крупный из которых располагается в районе могилы Джангыз-Там (Джангызтамская антиклиналь). Этот сложно построенный структурный нос выделяется в альбских отложениях и простирается в запад-северо-западном направлении (фиг. 49). Альбские слои здесь погружаются по азимуту 310—330° под углом в 10° и скрывается под породами сеномана и турон-сенона. К северо-востоку от Джангызтамской антиклинали намечается пологий синклинальный перегиб слоев, выполненный породами сеномана и турон — сенона и отделяющий ее от регионального погружения слоев крыла Каратауской мегантиклинали. Северо-восточное крыло этого синклинального перегиба осложнено несколькими диагональными сбросами, с амплитудой, измеряемой первыми десятками метров. Далее к северо-западу осевая линия антиклинали смещается к югу. Здесь Джангызтамская антиклиналь рассечена субмеридиональным сбросом, по которому западный блок приподнят и в нем на всем протяжении выходят отложения сеномана. Плоскость сбрасывателя падает в сторону опущенного блока под углом 65-70°. Падение пород на северовосточном крыле антиклинали равно  $2-4^{\circ}$ , а на юго-западном крыле 14-15°. По юго-западному крылу складки проходит еще один сброс северо-западного простирания, по которому юго-западный блок резко приподнят и в нем вновь выходят отложения сеномана, образующие небольшого размера однокрылую антиклиналь.

Северное крыло Каратауской мегантиклинали на всем протяжении осложнено двумя крупными флексурообразными изгибами: первый тяго-

теет к северному подножию хребтов Каратау, второй — к южному подножию хребта Северный Актау. Рассматриваемые флексуры протягиваются почти параллельно хребтам Каратау. Южная флексура особенно отчетливо намечается в районе родника Когез, и к северу от горы Кокала II, где породы неокома имеют наклон, достигающий  $70-80^{\circ}$ , падение же лежащих к югу юрских отложений не превышает  $20-25^{\circ}$ . В других участках флексура выражена менее отчетливо. Падение слоев в ее смыкающем крыле равно  $15-20^{\circ}$ , а севернее и южнее—  $10-12^{\circ}$ . Северная флексура



Фиг. 50. Геологическая карта Карадирменской антиклинали:

1 — отпанская свита; восточнокаратауская серия: 2 — толща «а», 3 — толща «б» и «в», 4 — толща «г» и «д»; 5 — нижняя подсвита акмышской свиты; 6 — верхняя подсвита акмышской свиты; 7 — нежняя юра; 8 — средняя юра; 9 — верхняя юра; 10 — неоком; 11 — апт; 12 — альб; 13 — сеноман; 14 — турон и сенон; 15 — даний; 16 — средний и верхний миоцен; 17 — простирание пластов; 18 — разломы

наклон слоев не превышает 10—12°. К северу от оси флексуры падение слоев быстро выполаживается и уже в известняках датского яруса, слагающих вершину хребта Северный Актау, оно не превышает 8—10°.

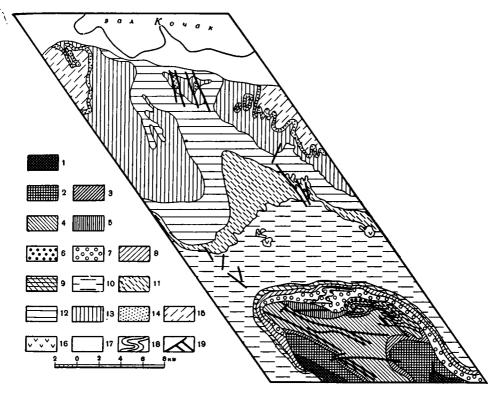
Северное крыло Каратауской мегантиклинали в районе горы Кара-Дирмен осложнено Карадирмен ской антиклиналью (фиг. 50). Ось ее отходит под острым углом от северного края Восточного Каратау, проходит севернее гор Сары-Дирмен и Джапракты к колодцу Лыр, откуда постепенно изгибается к западу и принимает почти широтное простирание. Шарнир антиклинали на всем протяжении имеет резко выраженный наклон к северо-западу, вследствие чего он в юго-восточной части обнаруживается в юрских слоях, а в северо-западной части переходит в отложения верхнего мела. В районе горы Кокала I Карадирменская антиклиналь раскрывается, упираясь в северный склон хребта Восточный Каратау. Таким образом, она представляет крупный структурный нос, располагающийся под острым углом к направлению Каратауской мегантиклинали. В слоях нижней юры, обрамляющих узким бордюром каратауский комплекс пород, Карадирменская антиклиналь только намечается. Здесь слои

пестроцветной толщи падают по азимуту  $340-330^{\circ}$  под углом  $7-8^{\circ}$ . Несколько северо-западнее по падению шарнира антиклинали в отложениях средней юры намечается и ее юго-западное крыло. На северо-восточном крыле слои средней юры падают под углом от 30 до 50°, быстро выполаживаясь по падению до 14°. Столь крутые углы наклона здесь связаны с прохождением описанной выше флексуры. По юго-западному крылу наклон слоев уменьшается до 9-10°, а вдоль погружения шарнира по 4-5°. Палее к северо-западу вдоль оси Карадирменской антиклинали появляются слои нижнего мела, которые на северо-восточном крыле погружаются под углами 14—15°, а на юго-западном крыле под углом 10°. В районе горы Джапракты падение альбских слоев на южном крыле остается примерно таким же (14-15°). Еще дальше к западу, в северной части склона горы Айракты верхнемеловые слои падают к югу под углом 4°, намечая здесь южное крыло Каралирменской антиклинали. Крайняя ее западная часть намечается между горами Джалган и Кырк-Басан, где А. А. Савельевым (1949) в отложениях верхнего мела отмечен антиклинальный перегиб с наклоном слоев на крыльях до  $5-6^{\circ}$ .

К югу от западного окончания Карадирменской антиклинали располагается Чилкузская антиклиналь. Она имеет широтное простирание оси с наклоном шарнира к западу. Слои альбского яруса имеют наклон на южном крыле  $2-3^{\circ}$ , а на северном  $-4-5^{\circ}$  (Савельев, 1949). Западная ее периклиналь намечается в 2 км севернее горы Ширкала, где отложения альбского яруса погружаются под слои сеномана. В восточном паправлении она раскрывается, не доходя 2 км до горы Айракты, где наблюдается региональное падение слоев северного крыла Каратауской мегантиклинали. Таким образом, Чилкузская антиклиналь также имеет форму структурного носа. К западу от Чилкузской антиклинали, по-видимому, на продолжении оси последней, в районе западного подножия горы Джалган А. А. Савельевым (1949) обнаружена еще одна антиклиналь — Западноджалганская. Строение ее еще недостаточно ясно. Хорошо прослеживается только восточная часть антиклинали, которая по верхнемеловым отложениям образует С-образный контур, выпуклостью обращенный в сторону горы Джалган. В южной части этого контура слои падают на юго-юго-восток (155°) с углами наклона 8-9°, в средней части — на восток-северо-восток (55°) с углами 2—3° и в северной части на северо-восток под углом 2—3°. Ядро Западноджалганской антиклинали закрыто такыром, западнее которого наблюдаются уже верхнеальбские слои, падающие на северо-северо-восток под углом от 10 до 15°. Между описанными выше антиклиналями и Карадирменской антиклиналью в верхнемеловых отложениях намечается пологая синклиналь. Западная ее часть выделяется А. А. Савельевым (1949) под названием Североджалганской. Последняя к юго-востоку переходит Айрактинскую синклиналь, отделяющую Карадирменскую антиклиналь от регионального падения слоев северного крыла Каратауской мегантиклинали. Синклиналь имеет четко выраженный наклон шарнира в северо-западном направлении, вследствие чего на юго-востоке резкосжата, а к северо-западу постепенно расширяется и в месте затухания Карадирменской антиклинали раскрывается и переходит в северное крыло Каратауской мегантиклинали. Айрактинская синклиналь имеет пологое Юго-западное крыло, наклон слоев на котором измеряется первыми градусами, и более крутое северо-восточное крыло, падение слоев на котором составляет 10-20°. К синклинали приурочено несколько останцовых возвышенностей, на которых сохранились отложения неогена.

Еще одна большая антиклиналь, осложняющая северное крыло Каратауской мегантиклинали, наблюдается близ западного конца хребта Западный Каратау (фиг. 51). Здесь от подножия хребта в северо-западном направлении отходит крупный структурный нос, выделяемый под назва-

нием Торыш-Мурзатайской антиклинали (Шлезингер и Плещеев, 1959). На всем протяжении она имеет четко выраженный наклон шарнира на северо-запад. Особенно хорошо антиклинальный перегиб выражен в слоях верхнего мела, слагающих ее северо-западную часть. Зпесь свод антиклинали приурочен к долине, располагающейся между



Фиг. 51. Геологическая карта Торыш-Мурзатайской антиклинали:

I — долнапинская свита; 2 — таушинская свита; 3 — карадуанская свита; 4 — нижняя подсвита акмышской свиты; 5 — верхняя подсвита акмышской свиты; 6 — нижняя юра; 7 — средняя юра; 8 — неоком; 9 — апт; 10 — альб; 11 — сеноман; 12 — турон и сенон; 13 — даний; 14 — палеоден и нижний эоцен; 15 — средний и верхний эоцен; 16 — средний и верхний миоцен; 17 — четвертичная система; 18 — простирание пластов; 19 — разломы

хребтами системы Актау. Долина резко сужена на северо-западе и раскрывается широко на юго-восток. Днище выполнено делювиальными наносами, которые подстилаются отложениями сенона. Лишь с юго-востока в нее заходят на небольшое расстояние породы турона и сеномана. Северо-восточное крыло слагается отложениями сенона и датского яруса, которые образуют хребет Мурзатай и гору Уч-Ауз. Падение слоев здесь достигает 10-12°. Это крыло осложнено небольшим антиклинальным пережимом, отчетливо наблюдающимся в западном обрыве горы Уч-Ауз. На его северо-восточном крыле наклон слоев, как и везде, достигает  $10-12^\circ$ . Юго-западное крыло очень узкое, быстро переходящее через плохо выраженную синклиналь в падение северных румбов. Вдоль юго-западного склона горы Уч-Ауз наблюдается отчетливое воздымание подошвы пород датского яруса и в северо-западной части склона она залегает на 40-50 м выше, чем в юго-восточной. В крайней северо-западной части Уч-Ауза вновь наблюдается резкий наклон слоев к северо-западу под углом до 15°, вследствие чего подошва пород датского яруса вновь обнаруживается

у подножия обрывов. Вероятно, это связано с тем, что здесь происходит раздваивание оси Торыш-Мурзатайской антиклинали и северная ее ветвь обнаруживается в описываемом выше обрыве горы Уч-Ауз. По северовосточному крылу этой антиклинали намечается еще один небольшой антиклинальный перегиб, фиксирующийся в отложениях сенона, слагающих восточный обрывистый склон хребта Мурзатай. Здесь региональный наклон слоев сенона к северо-востоку на коротком расстоянии полностью выполаживается, и даже наблюдается падение пород к юго-западу под углом до 4°. На северо-восточном крыле антиклинали слои сенона вновь приобретают наклон до 8—10°.

К своду антиклинали в рельефе приурочена плавно входящая внутрь хребта Мурзатай овальная впадина. Наоборот, располагающаяся южнее синклиналь связана с выступом хребта к юго-востоку. Она отделяет описанный выше антиклинальный перегиб от северо-восточного крыла Торыш-Мурзатайской антиклинали. На юго-западном крыле синклинали наклон пород сенона достигает 18°, на северо-восточном он уменьшается до 4°. Далее к западу на меридиане хробта Ак-Мая северо-восточное крыло Торыш-Мурзатайской антиклинали осложнено системой северо-западных и меридиональных сбросов, отчетливо наблюдаемых по смещению контакта отложений сенон — турона и сеномана. В двух первых блоках, зажатых между тремя наиболее крупными сбросами, пески сеномана заходят на несколько сот метров к северо-западу, образуя структурные носы. Они прослеживаются и в породах сенона, постепенно затухая в северо-западном направлении в сторону хребта Мурзатай. К юго-востоку эти структурные носы раскрываются и в отложениях альбского яруса они уже не чувствуются. Падение слоев на их северо-восточных крыльях достигает 10-20°. На юго-западных крыльях и вдоль шарниров к северозападу наклон слоев не превышает 7°. Северо-восточное крыло Торыш-Мурзатайской антиклинали в пределах горы Уч-Ауз, кроме того, осложнено системой сбросов, образующих грабены, выполненные отложениями палеогена, развитыми среди сплошного поля пород датского яруса. Их амплитуда не выходит за пределы десятков метров.

Юго-западное крыло Торыш-Мурзатайской антиклинали отчетливо намечается по отложениям сенона и датского яруса, слагающим северовосточный склон хребта Емды. В обрывах урочища Шулдар видно, как слои сенона падают на юго-юго-запад под углом до 4°. При движении к юго-востоку вдоль оси Торыш-Мурзатайской антиклинали наблюдается ее постепенное распрямление. Здесь отложения альбского яруса почти не образуют фестонов к северо-западу и простираются с юго-запада на северо-восток. Юго-западное крыло антиклинали здесь практически полностью редуцировано, и она по существу в отложениях нижнего мела и юры превращается в структурную террасу, в пределах которой слои очень полого (первые градусы) погружаются к северо-западу. Близ северного склона хребта Западный Каратау (у родника Торыш) эта структурная терраса в отложениях юры и нижнего мела осложнена двумя антиклиналями небольших размеров с крутыми крыльями. Они ориентированы в широтном направлении и имеют наклоны шарниров к западу. К востоку они раскрываются, тупо упираясь в располагающийся здесь выступ пород каратауского комплекса хребта Западный Каратау. На северной антиклинали наклон слоев вдоль северного крыла достигает 30—38°. На южном крыле он увеличивается до 54—56°. При приближении к периклинали наблюдается постепенное выполаживание углов наклона слоев. На южной антиклинали наклон слоев на крыльях достигает 40°. Между антиклиналями в отложениях юры располагается узкая синклиналь с углами падения пород до 30-32°. К западу по мере погружения антиклиналей синклиналь постепенно расширяется и раскрывается в сторону регионального погружения слоев северного крыла Каратауской мегантиклинали. Между

южной антиклиналью и хребтом Каратау располагается широкая синклиналь, выраженная в рельефе крупной останцовой возвышенностью, в пределах которой юрские слои образуют четко выраженную центроклиналь с наклоном слоев до 15—16°. Ближе к хребту Западный Каратау отложения средней юры погружаются на север под углом 16—18°. При приближении к периклиналям антиклиналей наблюдается постепенное выполаживание углов наклона слоев. Здесь же появляется пачка светло-серых глин верхних горизонтов средней юры, срезаемых на крыльях антиклиналей подошвой неокома. В отложениях неокома и апта еще также достаточно четко вырисовывается периклиналь антиклинали, но к западу в более молодых горизонтах апта наблюдается едва заметный коленообразный изгиб слоев, переходящий в региональное погружение слоев северного крыла Каратауской мегантиклинали.

Торыш-Мурзатайская антиклиналь в северо-западной части отделяется от регионального погружения слоев северного крыла Каратауской мегантиклинали широкой синклиналью клинообразной формы. В рельефе она выражена хребтом Емды, сложенным породами верхнего мела и далеко вдающимся к юго-востоку в сторону Северной Прикаратауской долины. Падение слоев в пределах синклинали составляет первые градусы.

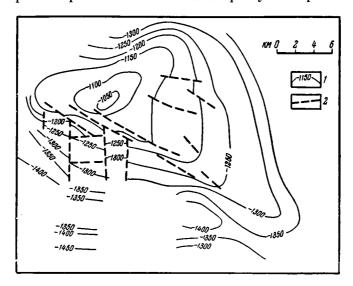
В более погруженных частях северного крыла Каратауской мегантиклинали, соответствующей системе хребтов Актау, в районе колодца Шорым на протяжении нескольких десятков километров протягивается Шорым ская антиклиналь. Она вырисовывается по выходам верхнемеловых пород среди отложений палеогена. К востоку от меридиана  $52^{\circ}$  она переходит во флексуру. Падение на ее северном крыле достигает  $5-6^{\circ}$ , на южном оно не превышает  $1-2^{\circ}$ . К востоку примерно на том же структурном уровне северного крыла Каратауской мегантиклинали по появлению датских и палеоцен-нижнеэоценовых отложений среди поля сплошного развития пород среднего эоцена намечается Кызылкупская антиклиналь. Она представляет собой типичную брахиструктуру с пологим падением на крыльях (до  $1-2^{\circ}$  на южном и до  $2-3^{\circ}$  на северном крыле). К востоку и западу Кызылкупская антиклиналь быстро погружается и затухает.

В наиболее погруженной части северного крыла Каратауской мегантиклинали проходит еще одна полоса антиклиналей, геоморфологически приуроченная к Северомангышлакской низменности. Наиболее резко она выражена в районе колодцев Кисык-Кудук и Кошкар (Кошкар - Кисыккудукская антиклиналь). В сводовой части этой антиклинали вскрыты породы сенона, крылья и периклинали последовательно обрисовываются отложениями датского яруса и палеогена. Ось антиклинали имеет направление, параллельное оси Каратауской мегантиклинали. Максимальный подъем шарнира фиксируется несколько восточнее колодца Кисык-Кудук, откуда наблюдается его пологое погружение к востоку и к западу. Падение пород на крыльях антиклинали пологое и не превышает 2—3°. Максимальная амплитуда антиклинали по отношению к сопрягающейся с юга синклинали не превышает 100 м по отложениям сенона и 250 м по подошве неокома. К востоку и жападу от колодца Кисык-Кудук происходит постепенное уменьшение амплитуды антиклинали. Она еще отмечается в разрезах урочища Джаман-Кызылит и севернее родника Булиш, где амплитуда ее цо отложениям эоцена уменьшается до 15— 20 м. К западу от меридиана родника Булиш Кошкар-Кисыккудукская антиклиналь затухает. Северное крыло антиклинали осложнено в районе урочищ Кожиксор и Каракичу структурными террасами.

К юго-востоку от Кошкар-Кисыккудукской антиклинали располагается еще одна небольших размеров Монатинская антиклиналь. В центральной ее части обнажаются отложения маастрихта среди пород датского яруса. Периклинали и северо-восточное крыло антиклинали

рельефно обрисовываются отложениями палеогена. Падение слоев на ее крыльях не превышает первых градусов.

К северо-западу от Кошкар-Кисыккудукской антиклинали располагается крупных размеров Кошакская антиклиналь (фиг. 52). Она имеет сложенный отложениями верхнего мела куполообразный свод, от которого происходит резкое погружение шарнира, вследствие чего верхнемеловые отложения скрываются под породы палеогена. К юго-востоку по породам среднего эоцена она прослеживается еще на несколько десятков километров и в районе пос. Тиген с севера кулисообразно заходит за



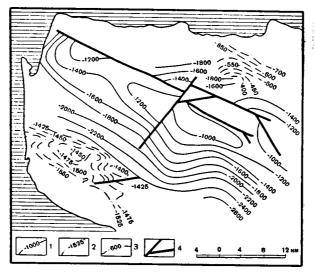
Фиг. 52. Структурная карта Кошакской антиклинали по кровле юрских (подошве меловых) отложений. По О. Д. Коцюба и др. 1— изогипсы; 2— разломы

Кошкар-Кисыккудукскую антиклиналь. На северо-западе свод антиклинали скрывается под четвертичными отложениями, но по данным бурения и сейсморазведки она протягивается в этом направлении еще на значительное расстояние. В южной части свода проходит продольный сброс, амплитуда которого составляет десятки метров. По данным бурения и сейсморазведки установлено еще несколько более мелких сбросов. Падение на крыльях Кошакской антиклинали не выходит за пределы первых градусов.

К югу от описанной выше полосы антиклиналей, осложняющих наиболее погруженную часть Каратауской мегантиклинали, располагается пологая синклиналь, орографически связанная с северным подножием хребта Северный Актау. Она выполнена главным образом отложениями эоцена, и только в наиболее погруженной ее части на меридиане ядра Кошакской антиклинали развито сплошное поле глин олигоцена. Синклиналь имеет асимметричное строение. Ее южное крыло крутое, с наклоном слоев 4—5°. На северном крыле падение слоев не превышает 1—2°, а чаще измеряется долями градуса.

Поведение поверхности складчатого фундамента установлено по двум сейсмическим профилям, пересекающим Каратаускую мегантиклиналь к западу от хребта Каратаушик и по меридиану между Западным и Восточным Каратау (Димаков, 1957; Коган и Пасуманский, 1959). По этим профилям каратауский фундамент от ядра мегантиклинали, где он выходит на дневную поверхность, погружается до 2000 м на крыльях, причем на южном крыле погружение происходит значительно быстрее.

Тюбкараганская антиклинальная зона. К западу от Каратауской мегантиклинали непосредственно на продолжении ее оси располагается Тюбкараганская антиклинальная зона (фиг. 57). Они разделяются глубокой седловиной, выполненной отложениями олигоцена. Тюбкараганская антиклинальная зона почти на всем протяжении перекрыта породами среднемиоценово-нижнеплиоценового структурного яруса, и только на сравнительно небольших участках, в урочищах Тюбеджик и Ханга-Баба, в глубоких долинах выведены на поверхность в виде изолированных окон отложения мела и олигоцена. Строение среднеюрско-нижнемиоценового



Фиг. 53. Структурная карта Тюбкараганской антиклинальной зоны. По А. Б. Когану

1—изогипсы по кровле фундамента; 2— изогипсы по кровле нижнемеловых отложений; 3 — изогипсы по кровле верхнемеловых отложений; 4 — разломы

структурного яруса достаточно полно изучено по материалам бурения и сейсморазведки. Тюбкараганская антиклинальная зона проходит в субширотном направлении почти до центральной части одноименного полуострова, несколько смещаясь на западе к его северной части. В результате ундуляции шарнира в ее своде выделяется ряд небольших антиклиналей (вздутий). Вдоль свода зоны проходит крупный сброс, по которому северное крыло глубоко погружено. Амплитуда сброса по кровле каратауского комплекса пород составляет 400—500 м, а в отложениях нижнего мела уменьшается по 180 м.

Крайним восточным осложнением свода Тюбкараганской антиклинальной зоны является Джангуршинская антиклиналь. Она представляет небольших размеров асимметричную структуру с более крутым юго-западным крылом. В своде антиклинали выведены отложения альбского яруса. К западу от последней располагается очень близкая по строению Бельтуранская антиклиналь. В ее своде также обнаружены отложения альбского яруса, с трех сторон окруженные породами верхнего мела. На северо-западе площадь распространения нижнемеловых пород резко сужается и соединяется через узкую горловину с площадью развития одновозрастных образований Тюбеджикской антиклиналью структурой. Она имеет относительно широкий, пологий свод, сложенный породами альбского яруса. Этот свод осложнен узкой синклиналью, которая разделяет его на два вздутия: южное и северное. Последнее является

в структурном отношении наиболее четко выраженным. Выходы меловых и олигоценовых пород в урочищах Тюбеджик и Ханга-Баба приурочены к южному вздутию.

На северо-восточном крыле антиклинали близ сброса, рассмотренного выше, падение слоев достигает 30°. К северу от сброса оно быстро выполаживается до первых градусов. Юго-западное крыло на значительно большем расстоянии имеет крутые углы наклона слоев, измеряемые величинами от 27 до 32°. В долине Ханга-Баба они уменьшаются до 15—20°. Юго-западное крыло осложнено, кроме того, системой диагональных и поперечных сбросов, амплитуда которых не выходит за пределы первых десятков метров.

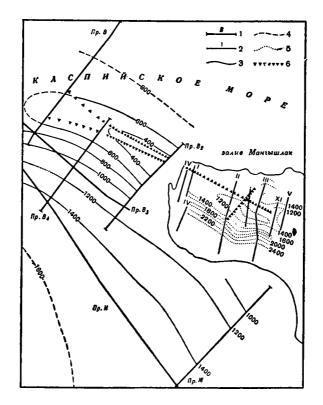
В северо-западном направлении наблюдается погружение шарнира и появление вдоль западной периклинали Тюбеджикской антиклинали все более молодых слоев мела и палеогена. У могилы Кусайник обнаруживается новый подъем шарнира Тюбкараганской антиклинальной зоны, образующий Кусайник скую антиклиналь. Последняя представляет собой полукупол, с севера оборванный региональным сбросом. В районе Кусайникской антиклинали происходит раздванвание этого сброса и ступенчатое погружение к северу образовавшихся между ними блоков. Свод антиклинали слагается маломощным покровом отложений палеогена, под которыми залегают породы верхнего мела. На юго-западном крыле падение слоев измеряется первыми градусами. Оно разбито системой поперечных и диагональных сбросов на ряд блоков. Амплитуда этих сбросов не выходит за пределы первых десятков метров.

Под водами Каспийского моря Тюбкараганская антиклинальная зона прослеживается по данным сейсморазведки (Вартанов и Корнев, 1961; Стерлягова, 1961) еще на протяжении нескольких десятков километров к северо-западу, где она полностью затухает (фиг. 54, 55). В этом направлении наблюдается плавное погружение шарнира и постепенное уменьшение ее амплитуды. Затухание Тюбкараганской антиклинальной зоны намечает западное окончание Мангышлакской системы дислокаций. Далее к западу-северо-западу на продолжении простирания оси Мангышлакской системы дислокаций по сейсморазведочному профилю (Вартанов и Корнев, 1961; Корнев и др., 1962) слои испытывают региональное погружение к юго-западу в сторону Терско-Каспийского краевого прогиба.

Северное крыло Тюбкараганской антиклинальной зоны, по-видимому, осложнено несколькими мелкими поднятиями (Учтамское, Узюмское и др.), выделение которых требует дополнительных исследований. Южное крыло Тюбкараганской антиклинальной зоны также осложнено рядом небольших поднятий (Джараульское и Сауринское). В последние годы сейсморазведкой в юго-западной части п-ова Тюб-Караган обнаружен в отложениях мела еще ряд мелких куполовидных вздутий и сопряженных с ними мульд, амплитуда которых не превышает первые десятки метров.

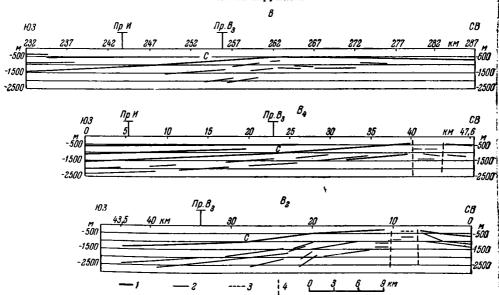
Проведенное глубокое бурение и сейсморазведочные исследования (Коган, 1959) показывают, что Тюбкараганской антиклинальной зоне отвечает крупный выступ поверхности складчатого фундамента. Глубина до этой поверхности вдоль свода изменяется от 800 до 1500 м; на крыльях она погружается до 3000 м, а возможно и более.

Беке-Башкудукская антиклинальная зона. К югу от Каратауской мегантиклинали располагается крупное поднятие, выделяемое под названием Беке-Башкудукской антиклинальной зоны (фиг. 56, 57). Она простирается по азимуту 280—290°, в общем параллельно Каратауской мегантиклинали. В ее своде выведены отложения средней юры (Карасязь-Таспаский район), а крылья и периклинали сложены породами мела и палеогена. Беке-Башкудукская антиклинальная зона имеет сравнительно пологий свод и резко выраженную асимметрию крыльев. Падение пород на ее своде в отложениях юры к югу составляет 8—12°, а к северу — 3—5°.



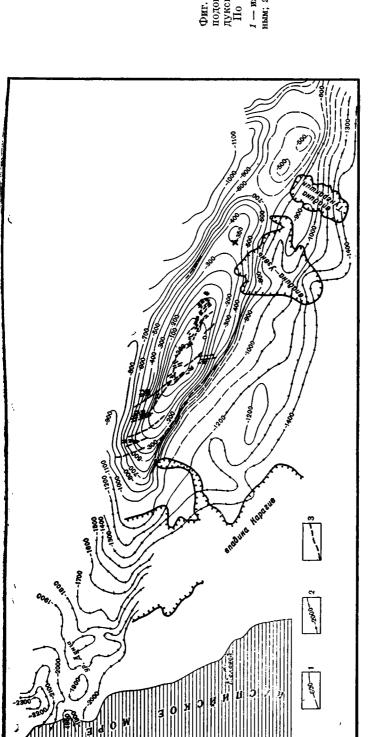
Фиг. 54. Структурная карта по опорному сейсмическому горизонту «С» (подошва турона?). По Г. В. Стерляговой (1961)

I — морские сейсмические профили НИМГЭ; 2 — сухопутные сейсмические профили ВНИГРИ. Изолинии по данным морских профилей МОВ: 3— по опорному сейсмическому горизонту (подошватурона), 4 — по условному сейсмическому горизонту; 5 — изолинии по условному сейсмическому горизонту (кровля пермо-триаса) по данным сухопутных профилей ВНИГРИ; 6 — линии тектонических нарушений



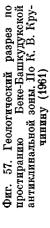
Фиг. 55. Сейсмические профили  $B, B_4$  и  $B_2$ . Местоположение см. на фиг. 54. По  $\Gamma$ . B. Стерляговой (1961)

I — спорный сейсмический горизонт (подошва турона); 2 и 3 — условные сейсмические горизонты; 4 — линии тектонических нарушений



Фиг. 56. Структурная карта по подошье неокома Беке-Башкудукской антиклинальной зоны. По К. В. Кручинину (1961)

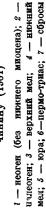
1 — изогилсы по геологическим данны; 2 — изогилсы по сейсмическим данным; 3 — сбросы



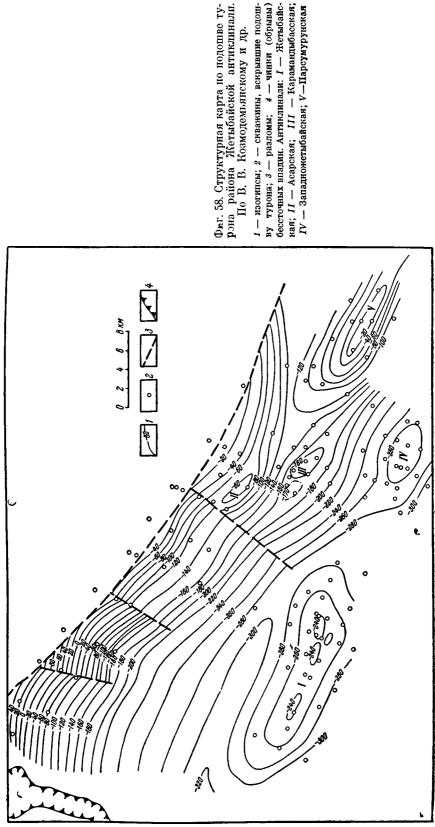
auvaj dazlig

S

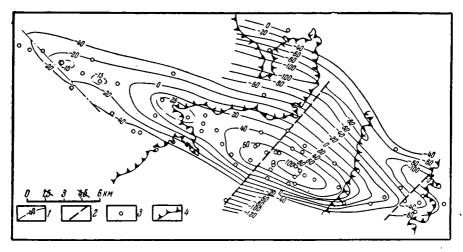
- 300-



005--



кая; II — Асарская; III — Карамандыбасская; IV — Западножетыбайская; V—Парсумурунская



Фиг. 59. Структурная карта по подошве турона Узеньской (Аксайской) антиклинали. По В. В. Козмодемьянскому и др.

изогинсы; 2 — разломы; 3 — скважины, вскрывшие подошву турона; 4 — чинки (обрывы) бессточных впадин

При удалении от свода наклон слоев увеличивается на северном крыле до  $6-8^{\circ}$ , а на южном — до  $30-35^{\circ}$ , образуя здесь четко выраженную флексуру. Этой флексуре на глубине отвечает, судя по данным бурения и сейсморазведки, сброс с амплитудой по поверхности пермо-триаса в  $300\,\mathrm{m}$  (Димаков, 1957; Коган и Пасуманский, 1959). Северная часть свода Беке-Башкудукской антиклинальной зоны раздроблена на ряд блоков системой диагональных сбросов с амплитудой смещений, не превышающей  $100\,\mathrm{m}$ .

Погружение шарнира, по данным К. В. Кручинина (1961), в западном направлении является наибольшим и достигает 4°, тогда как к востоку оно не превышает 2°. Этим обусловливается то, что на западной периклинали более молодые слои вдоль оси антиклинальной зоны появляются значительно быстрее, чем на восточной. Западное погружение Беке-Башкудукской антиклинальной зоны по данным сейсморазведки и бурения (Коган и Пасуманский, 1959; Кручинин, 1961) протягивается до берегов Каспийского моря в районе могилы Жоласкан. В этом направлении одновременно с погружением шарнира, фиксирующимся появлением вдоль него все более молодых горизонтов олигоцена, происходит уменьшение амплитуды поднятия до десятков метров по сравнению с 1500 м по поверхности складчатого фундамента в центральной части свода. К западу под водами Каспийского моря Беке-Башкудукская антиклинальная зона, по-видимому, на небольшом расстоянии от берега полностью затухает. Западное погружение ее осложнено несколькими брахиантиклиналями (с востока на запад — Куюлюская, Эспелисайская, Дунгинская, Жоласканская). На востоке, на фоне регионального погружения шарнира рассматриваемой зоны, выделяются три брахиантиклинальные структуры, также небольшой амплитуды (Соккоская, Шалобайская и Сенекская). К востоку от последней под неогеновыми породами Южномангышлакского плато близ пос. Сенек Беке-Башкудукская антиклинальная зона несколько поворачивает к юго-востоку, прослеживается еще на протяжении нескольких десятков километров и затем полностью выполаживается и затухает. Северное крыло Беке-Башкудукской антиклинальной зоны в районе сора Мурзаир осложнено структурной террасой, выделяемой по значительному расширению выхода пород сеноманского яруса.

Поверхность складчатого фундамента в наиболее приподнятой части Беке-Башкудукской антиклинальной зоны залегает на глубине около 500 м. По данным сейсморазведки (Димаков, 1957; Коган и Пасуманский, 1959), отсюда в сторону крыльев и периклиналей наблюдается быстрое ее

погружение до 2—3 км и более.

Жетыбайская структурная терраса. Южнее флексуры Беке-Башкудукской антиклинальной зоны общее региональное погружение слоев к югу резко замедляется с образованием четко выраженной Жетыбайской структурной террасы (фиг. 58, 59). Последняя осложнена рядом локальных структур. С запада на восток это Тарлинская, Жетыбайская, Кармандыбаская, Западножетыбайская, Узеньская (Аксайская), Кокумбайская, Тугискенская антиклинали и брахиантиклинали субширотного простирания. Амплитуда структур невелика и даже у наиболее крупных из них (Тарлинская, Жетыбайская и Аксайская) по подошве неокома составляет немногим более 100 м. По более высоким горизонтам она уменьшается. Антиклинали и брахиантиклинали не образуют единую структурную линию, располагаясь в различных частях Жетыбайской структурной террасы. Обычно они или находятся на значительном расстоянии одна от другой или подставляются кулисообразно. Поверхность складчатого фундамента в пределах Жетыбайской структурной террасы залегает на глубине около 3000 м.

## Структуры Восточного Мангышлака

К востоку Каратауская мегантиклиналь подставляется рядом сложно построенных линий антиклиналей, разделенных синклинальными зонами (Плещеев и др., 1961). Эти линии прослеживаются вплоть до чинков плато Устюрт и под его слабо дислоцированным неогеновым чехлом протягиваются дальше на восток, образуя единую тектоническую зону. Указанные линии антиклиналей состоят из ряда линейно вытянутых антиклиналей и синклиналей, брахиантиклиналей и брахисинклиналей, структурных носов, заливов и террас. Структуры располагаются или непосредственно на продолжении друг друга, или, чаще, подставляются кулисообразно.

Направление этих линий, так же, как и простирание большинства составляющих их структур, отклоняется от общего простирания Мангышлакской системы дислокаций на 15—20° к юго-востоку. Иными словами, на территории Восточного Мангышлака и на его продолжении (плато Устюрт) развито несколько линий антиклиналей и сопряженных с ними синклинальных зон, под острым углом пересекающих систему Мангышлакских дислокаций и подставляющих друг друга по мере движения вдоль этой системы с запада на восток. С приближением к северной и южной границе этой системы указанные структуры затухают.

Тумгачинская линия антиклиналей. Она располагается непосредственно к востоку от Каратауской мегантиклинали. На крайнем северо-западе эта линия начинается Сазской антиклиналью, свод которой сложен альбскими породами, а юго-западное крыло последовательно окаймляется отложениями всех ярусов верхнего мела. Северо-восточное крыло этой антиклинали в большей своей части закрыто делювиальными наносами, но по редким обнажениям можно судить, что отложения моложе сеномана в его строении не принимают участия. Падение на крыльях не превышает 9°. Северо-западнее горы Саз-Дорт-куль происходит резкое погружение оси Сазской антиклинали, а углы падения в альбских породах достигают 40°. Возможно, что юго-восточное окончание антиклинали осложнено региональным разломом, который далее на северо-запад затухает в альбских породах. Наличие разлома фиксируется резким прямолинейным обрывом альбских и сеноманских пластов. В дентральной части

Сазской антиклинали наблюдается виргация ее оси. Основная ось простирается в северо-западном направлении, заходя несколько кулисообразно за Огюзскую брахиантиклиналь. Здесь происходит постепенное выполаживание антиклинального перегиба, соответствующего Сазской антиклинали, и переход ее в моноклинальное юго-западное крыло Огюзской брахиантиклинали, принадлежащей уже Каратауской мегантиклинали. В результате виргации оси наблюдается узкий синклинальный прогиб, прослеживающийся на небольшом расстоянии в останцовой высоте, сложенной известняками датского яруса. Ось прогиба простирается в широтном направлении, падение на крыльях достигает 5—7°. Прогиб пересекается дугообразным разрывом, по которому контактируют в приподнятом восточном блоке породы сеномана с отложениями датского яруса.

На продолжении Сазской антиклинали расположена Дарменская антиклиналь. Она представляет собой узкую вытянутую структуру, свод которой сложен породами сеномана, а крылья— отложениями сенона и датского яруса. Падение на юго-западном крыле достигает 12°. Северо-восточное крыло близ свода опущено по крупному региональному Тумгачинскому разлому, по которому контактируют в основном отложения сеномана и сенона с палеогеном. Плоскость сбрасывателя наклонена под углом 70—80° в сторону опущенного крыла. Последнее осложнено, в свою очередь, серией более мелких разломов, простирающихся под углом 20—30° к основному разлому. Близ плоскости разлома происходит резкое увеличение падения пород до 30—40°, а затем быстрое выполаживание в северо-восточном направлении до 5—6°.

К северо-востоку от Дарменской антиклинали в районе колодца Жанаша прослеживается другое поднятие, выделенное под названием Жанашинско й антиклинали. Ее ось заходит кулисообразно на значительное расстояние за Дарменскую и Сазскую антиклинали и простирается параллельно с последними. В своде антиклинали выходят отложения верхиего альба; крылья сложены породами сеномана. Падение слоев на крыльях достигает 9—11°. К востоку от колодца Жанаша наблюдается резкое погружение пород альба и сеномана под отложения сенона. В последних антиклинальный перегиб, соответствующий Жанашинской антиклинали, продолжается еще на значительное расстояние на юго-восток. В 3 км к северо-западу от кладбища Досмолда северо-восточное крыло Жанашинской антиклинали в отложениях альба осложнено небольшой брахиантиклинальной складкой, на северо-восточном крыле и на периклиналях которой падение слоев достигает 15—16°. Юго-западное крыло этой маленькой брахиантиклинали закрыто соровыми отложениями. К северозападу от нее Жанашинская антиклиналь раскрывается и затухает.

Непосредственно на юго-восточном продолжении Жанашинской антиклинали, отделяясь от последней ундуляцией шарнира, расположена Тышканкумская антиклиналь. Свод ее сложен породами сеномана, крылья — породами сенона. Юго-западное крыло более крутое, с углами падения до  $10-12^\circ$ . На северо-восточном крыле падение не превышает  $4-7^\circ$ . Юго-западное крыло осложнено Тумгачинским разломом, за счет которого среди отложений сенона вновь появляются породы сеномана. Северо-западное периклинальное погружение структуры в значительной степени закрыто эоловыми песками. Западнее горы Карашокы Тышканкумская антиклиналь постепенно раскрывается, переходя в северо-восточное крыло Кызылсуинской антиклинали.

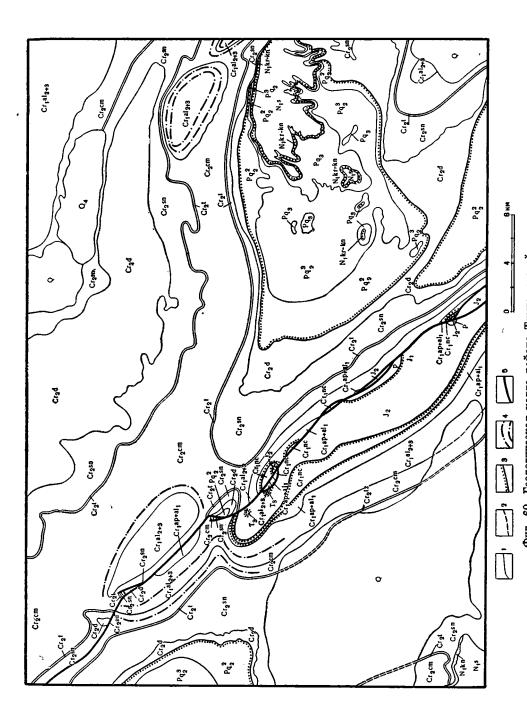
Между Жанашинской и Дарменской антиклиналями располагается пологая широкая Тереньшенская синклиналь. Центральная часть синклинали в большей своей части маскируется эоловыми песками, которые, вероятно, залегают на породах сенона. Между Дарменской и Тышканкумской антиклиналями расположена другая синклиналь, погруженная часть которой сложена породами верхнего эоцена и олигоцена.

Она полностью совпадает с останцовой возвышенностью, вытянутой вдоль ее оси. Юго-западное крыло синклинали оборвано Тумгачинским разломом. Юго-восточнее Тышканкумской антиклинали, заходя за нее кулисообразно, расположена Кызылсуинская брахиантиклиналь. В своде ее обнажаются породы альба; крылья обрамляются отложениями сеномана. Свод брахиантиклинали в большей своей части закрыт эоловыми песками и сорами. Северо-восточное крыло более пологое, с падением пород до 3°. Юго-западное крыло резко поднято по Тумгачинскому разлому, в результате чего здесь выходят породы аптского яруса. Юго-восточнее бугра Сокур наблюдается северо-западное погружение Кызылсуинской брахиантиклинали, фиксируемое по замыканиям выходов пород альба. Юго-восточное окончание намечается южнее горы Карашокы.

Между Кызылсуинской и Тышканкумской антиклиналями вдоль разлома в породах верхнего мела отмечаются две миниатюрные синклинали, приуроченные к останцовым горкам Сокур и Кызылсу.

Кулисообразно по отношению к Кызылсуинской брахиантиклинали располагается наиболее крупная в этой зоне сложно построенная Тумгачинская антиклиналь (фиг. 60). Простирание ее оси юго-восточное и лишь близ северо-западного окончания оно изменяется на широтное. У горы Тюесу на северо-западе шарнир Тумгачинской антиклинали резко погружается и она быстро затухает. Тумгачинская антиклиналь представляет собой относительно узкую, линейно вытянутую структуру. Ее свод сложен юрскими, а на юго-востоке нижнемеловыми отложениями, среди которых в ряде мест вскрывается каратауский комплекс пород. Северовосточное крыло антиклинали на всем протяжении оборвано и опущено по Тумгачинскому разлому. В отложениях альба близ Тумгачинского разлома наклон слоев на этом крыле достигает 35-50°, при удалении от разлома слои выполаживаются: в породах сеномана падение уменьшается до 15— 20°, а в отложениях сенона и датского яруса — до 4-6°. У подножия горы Тыныбай северо-восточное крыло осложнено складкой небольших размеров типа структурного носа с крутыми углами падения пород на ее крыльях. На юго-западном крыле Тумгачинской антиклинали углы падения в юрских породах равны 15-20°, а в меловых отложениях не превышают 7—9°. На северо-западной периклинали склалки паление слоев в отложениях юры и неокома составляет 30—35°. Благодаря ундуляции шарнира в сводовой части Тумгачинской антиклинали выделяются три самостоятельные брахиантиклинали: собственно Тумгачинская, Кунабайская и Белясеньская, в ядрах которых обнажаются пермотриасовые породы. Тумгачинская и Кунабайская брахиантиклинали разделяются седловиной, выполненной отложениями апта, которые на Кунабайской брахиантиклинали лежат непосредственно на породах перми. Белясеньская брахиантиклиналь расположена к юго-востоку от Кунабайской. В ее ядре выходят породы каратауского комплекса, со всех сторон ограниченные разрывными нарушениями. Основной Тумгачинский разлом ограничивает Белясеньскую брахиантиклиналь с северо-востока, и по нему приведены в соприкосновение триасовые и альбские породы. На юге и частично на востоке триасовые породы по разрывным нарушениям надвинуты на верхнемеловые и альбские отложения. К югу от Белясеньской брахиантиклинали шарнир Тумгачинской антиклинали постепенно погружается к юго-востоку, причем в отложениях верхнего мела и палеогена антиклиналь прослеживается еще на расстоянии около 10 км. Эта периклиналь складки рассечена вдоль свода сбросом, который, повидимому, кулисообразно подставляет Тумгачинский разлом. Его югозападный блок опущен.

Важным элементом тектоники Тумгачинской линии антиклиналей является Тумгачинский разлом, прослеживающийся от горы Саз-Дорт-Куль на юго-восток по подножию останцовых гор до урочища



I — геологические граници; 2 — геологические границы под покровом четвертичных отложений; 3 — геологические границы Фиг. 60. Геологическая карта района Тумгачинской антиклинали: 5 — разломы несогласного залегания пород; 4 — простирание пластов;

Белясень, рассекая упомянутые выше структуры. Протяженность его составляет 180 км. На всем этом расстоянии его юго-западный блок является приподнятым, а плоскость сбрасывателя падает в сторону опущенного блока под углами 60—80°. В его блоках выходят различные стратиграфические горизонты; в местах, где пермо-триасовые и юрские породы поднятого блока соприкасаются с отложениями нижнего мела опущенного блока, амплитуда смещения составляет не менее 500 м.

Тумгачинский разлом имеет сложное строение. Плоскость его местами разветвляется на ряд параллельных ступенчатых разрывов, между которыми зажаты узкие клинья пород различного возраста. В зоне Тумгачинского разлома наблюдаются поперечные разрывные нарушения незначительной амплитуды и небольшого протяжения, которые или ответвляются от него или его пересекают.

Чакырганская синклинальная зона. Между Каратауской мегантиклиналью и Тумгачинской линией антиклиналей на севере и Беке-Башкудукской антиклинальной зоной на юге располагается Чакырганская синклинальная зона. Ундуляцией шарнира она разделяется на три крупных прогиба: Чакырганский, Саускан-Бостанкумский и Тюесуинский. Большая западная часть Чакырганского прогиба перекрыта породами неогена. Лишь в крайней восточной части прогиба неогеновая броня разрушена и его осевая зона сложена на поверхности отложениями олигоцена, которые также развиты и в центральной части Саускан-Бостанкумского прогиба. Тюесуинский прогиб слагают отложения верхнего мела, и только в его восточной части в пределах плато Южного Мангышлака появляются отложения палеогена, перекрытые породами неогена.

Чакырганская синклинальная зона в целом имеет асимметричное строение. По ее северному крылу наклон слоев достигает 8—10°, по южному крылу он не превышает 3—4°. Поверхность пермо-триасового комплекса пород по данным сейсморазведки (Коган и Пасуманский, 1959) залегает в западной части Чакырганской синклинальной зоны на глубинах около 3000 м. К востоку она постепенно поднимается до отметок —2000 м, и лишь в зонах пережимов между составляющими ее прогибами глубина залегания этой поверхности уменьшается до 1500 м.

Карашекская линия антиклиналей. Она располагается к востоку от южной половины Тумгачинской линии и простирается почти параллельно последней. Крайней северо-западной структурой этой линии является А к о р п и н с к а я а н т и к л и н а л ь. Она представляет собой относительно узкую, вытянутую по азимуту 130°, структуру, в ядре которой выходят отложения альба. Акорпинская антиклиналь имеет асимметричное строение. На юго-западном крыле падение пород составляет 3—4°, на северовосточном крыле оно достигает 9—10°, а во флексуре, осложняющей погруженную часть крыла, увеличивается до 25—30° (в отложениях сенона и датского яруса).

К югу от Акорпинской антиклинали кулисообразно расположена К арашекская антиклиналь, простирающаяся в юго-восточном направлении. Она представляет собой крупных размеров сложно построенную симметричную складку с углами наклона верхнемеловых пород на крыльях в 7—10°. Свод складки слагается отложениями альбского яруса и только в осложняющих его брахиантиклиналях выведены на поверхность более древние породы, вплоть до пермо-триаса (возвышенности Карашек и Кичик-Карашек). А щ и с а й с к а я б р а х и а н т и к л и н а л ь расположена в северо-западной части свода Карашекской антиклинали. В ядре ее выходят отложения неокома и апта, образующие пологий свод. Углы падения пород нижнего альба на юго-западном крыле составляют около 20°, на северо-восточном достигают 60—70°. Ядро и северо-западная периклиналь Ащисайской брахиантиклинали разбиты радиальными разрывными нару-

шениями незначительной амплитуды и протяженности. Собственно брахиантиклиналь находится юго-восточнее Карашекская Ашисайской. В ядре ее вскрыты породы складчатого фундамента, с запада, севера и востока обрамленные породами юры, неокома и апта, наклоненными в сторону от ядра под углами 20—25°. С юга поднятие оборвано крупным сбросом; аптские и альбские отложения южного опущенного блока контактируют непосредственно с породами триаса. Близ сброса слои меловых пород падают на юг под углами в 60-70°, быстро выполаживаясь при удалении от него до 10°. Кичик-Карашекская брахиантиклиналь располагается к северо-востоку от Карашекской. В ядре ее обнажаются породы каратауского комплекса, которые с юго-востока последовательно обрамляются отложениями юры, неокома и апта. С северо-востока брахиантиклиналь оборвана разрывным нарушением, по которому северовосточный блок опущен: в нем выходят породы юры. Крылья брахиантиклинали перекрыты мощным чехлом четвертичных наносов, и характер дислоцированности пород юры и нижнего мела неясен. От собственно Карашекской брахиантиклинали она, по-видимому, отделена синклиналью, выполненной отложениями альба. Айтманащинская брахиантиклиналь расположена к юго-востоку от собственно Карашекской брахиантиклинали. В ее ядре выходят отложения средней юры. Углы падения слоев вблизи ядра на юго-западном крыле составляют 25°. Северовосточное крыло опущено по разрывному нарушению, в его строении принимают участие породы апта и альба, которые в зоне разрыва залегают почти вертикально, но быстро выполаживаются к северо-востоку.

От юго-восточного погружения Карашекской антиклинали почти в широтном направлении отходит К и ч и к - К е н д ы р л и н с к а я а н т и к л и н а л ь. В ее своде на небольшой площади вскрываются отложения нижнего альба. Антиклиналь представляет собой симметричную структуру с падением на крыльях до 10—15°. По породам среднего и верхнего альба Кичик-Кендырлинская антиклиналь на западе раскрывается, переходя в северовосточное крыло Карашекской антиклинали.

Караманско-Музбельская линия антиклиналей. Она располагается к востоку от Карашекской линии и простирается параллельно последней. Ей крайней с северо-запада структурой является 3 а паднокум жолская брахиантиклиналь. В своде ее выходят отложения альба; она резко асимметрична; падение слоев на северном крыле достигает  $50-60^{\circ}$ , на южном — равно  $15-20^{\circ}$ . К своду брахиантиклинали углы наклона слоев резко уменьшаются до  $5-6^{\circ}$ . С юго-востока она кулисообразно подставляется 3 сточнокум жолской брахиантиклинали и аль ю. Последняя представляет собой незначительных размеров структуру, в ядре которой выходят отложения альба. Падение на ее крыльях изменяется в пределах  $14-18^{\circ}$ .

Жосалынская брахиантиклиналь расположена к югоюго-востоку от Кумжолских. Это незначительных размеров асимметричная структура, в ядре которой выходят породы сеноманского яруса. На северовосточном крыле породы падают под углами  $10-20^\circ$ , на юго-западном —  $2-3^\circ$ . Шарнир антиклинали погружается на северо-запад под углом  $10^\circ$ , на юго-восток под углом  $2-3^\circ$ . Северо-западная ее периклиналь перекрыта отложениями неогена.

Кулисообразно к Жосалынской с юго-востока расположена Коздыкопская антиклиналь. Последняя имеет небольшие размеры. В своде ее выходят отложения маастрихта. Простирание оси антиклинали 320°, падение слоев на северо-восточном крыле 16°, а на юго-западном 12—14°.

К юго-востоку от Коздыкопской антиклинали располагается К ы р т ахойская антиклиналь. Соотношения между этими структурами из-за плохой обнаженности не выяснены. Кыртахойская антиклиналь имеет небольшие размеры. В своде ее выходят отложения турона. Углы падения на северном крыле составляют 8°, на южном — до 10°.

Юго-восточнее Кыртахойской антиклинали расположена крупная, сложно построенная, линейно вытянутая Карамаинская антиклиналь с выходами пермских и триасовых пород в своде. В западной части она в общем простирается в широтном направлении. В пределах плато Устюрт происходит ее поворот к юго-востоку по азимуту 125—130°. По отложениям альба и верхнего мела она вырисовывается как единая структура с падением слоев на южном крыле 4-6°. Северное крыло осложнено флексурой, наклон слоев вдоль которой достигает 60—80°. К северу происходит быстрое выполаживание слоев, в отложениях сеномана углы их наклона не превышают 5°. К юго-востоку под неогеновыми породами плато Устюрт Карамаинская антиклиналь прослеживается на значительное расстояние. В этом же направлении наблюдается пологое погружение ее шарнира и последовательное замыкание слоев верхнего мела и палеогена. Свод Карамаинской антиклинали осложнен Каражарским структурным носом и брахиантиклиналями собственно Карамаинской и Кугусемской. Каражарский структурный нос располагается в западной части свода Карамаинской антиклинали. Это незначительных размеров структура с отложениями неокома в ядре. Плохая обнаженность пород на его крыльях не позволяет охарактеризовать их строение. Восточнее, в центральной свода, находится собственно Карамаинская брахиантиклиналь. В ядре ее обнажаются каратауские породы, обрамленные отложениями юры и нижнего мела. На южном крыле брахиантиклинали падение пород юры 20°, неокома — до 10°. Северное крыло опущено по сбросу, по которому пермские отложения ядра приведены в соприкосновение с различными горизонтами юры. За сбросом падение слоев юры составляет приблизительно 20°, увеличиваясь в зоне упомянутой выше флексуры в отложениях неокома и апта до 60-80°. С запада от Каражарского структурного носа собственно Карамаинская брахиантиклиналь отделяется пологой седловиной, выполненной отложениями апта. К востоку от собственно Карамаинской брахиантиклинали расположена Кугусемская брахиантиклиналь с отложениями перми и нижнего триаса в ядре. Они разделяются широкой пологой седловиной, выполненной юрскими породами. Выход триасовых пород, ориентированный в меридиональном направлении, окружен породами юры и неокома, погружающимися на север под углом 30°, а на восток и юг под углом 10°. Непосредственно к востоку от Кугусемской брахиантиклинали под неогеновым чехлом плато Устюрт бурением установлено отвлетвление от Карамаинской антиклинали в виде структурного носа, выраженного в породах альба и, по-видимому, затухающего в отложениях сенона.

Южное крыло Карамаинской антиклинали почти на всем протяжении осложнено крупным разломом, который прослеживается только по поверхности складчатого фундамента. По этому разлому южный блок опущен местами на несколько тысяч метров.

Тузбаирская антиклинальная зона. Она располагается к северу от Тумгачинской линии антиклиналей и состоит в основном из крупных антиклиналей. Тузбаирская антиклинальная зона протягивается от сора Тузбаир сначала на восток-юго-восток, а затем вблизи чинков Устюрта поворачивает на юго-восток и быстро затухает. Ее крайней с северо-запада структурой является Кертская антиклиналь, в своде которой под отложениями сора, по-видимому, выходят породы альба и сеномана. Структура простирается в широтном направлении. Углы падения на северном ее крыле 3—4°, южное крыло и свод антиклинали из-за отсутствия обнажений плохо изучены. У восточного края сора Тузбаир Кертская антиклиналь погружается и затухает. К западу она раскрывается в сторону северного крыла Каратауской мегантиклинали.

С юга Кертская антиклиналь кулисообразно подставляется Т у з б а и рской антиклиналь ю. Последняя представляет собой крупных размеров структуру с пологим и широким сводом и более крутыми крыльями. Ее свод слагается отложениями сеномана и альба. Западнее колодца Кындыкты Тузбаирская антиклиналь раскрывается в сторону северного крыла Каратауской мегантиклинали. Падение пород на южном ее крыле достигает 8°, на северном — 5°.

К востоку от Тузбаирской антиклинали, отделяясь от нее погружением шарнира, располагается Сенгеркумская антиклиналь. Она также представляет собой крупных размеров вытянутую антиклиналь с пологим широким сводом, в пределах которого на поверхность выведены породы сеномана, и с падением слоев на крыльях до 5—8°. К востоку от меридиана западного окончания сора Акпан Сенгеркумская антиклиналь, по-видимому, раскрывается, переходя в северное крыло располагающейся восточнее Акпанской антиклинали. Последняя по морфологии близка с Тузбаирской и Сенгеркумской антиклиналям. Южное крыло в присводовой части антиклинали осложнено небольшими брахиантиклиналями, имеющими широтное простирание и расположенными кулисообразно друг к другу.

С юго-востока Акпанская антиклиналь кулисообразно подставляется Огландинской брахиантиклиналью, в ядре которой выходят отложения альбского яруса. Она имеет асимметричное строение, крутое южное крыло, падение пород на котором достигает 18°, и более пологое

северное с углами падения до 10°.

Аличкинско-Боктинская синклинальная зона. С юго-запада ее ограничивает Тумгачинская линия антиклиналей, с севера и северо-востока — Тузбаирская антиклинальная зона и Карамаинско-Музбельская линия антиклиналей. Эта синклинальная зона осложнена двумя довольно крупными поперечными антиклиналями широтного простирания (Чонкальской и Келендинской), а на юго-востоке разделяется на две ветви вдающейся в нее Карашекской линией антиклиналей. Крайней северо-западной структурой этой зоны является Шолактамская брахисинклиналь. Центральная часть ее выполнена отложениями олигоцена. Падение на крыльях и центриклиналях синклинали достигает 6—8°.

К востоку от Шолактамской брахисинклинали, отделяясь пережимом шарнира, располагается Жабайучканская синклиналь. Она является узкой линейно вытянутой структурой, центральная часть которой сложена известняками датского яруса. Наклоны слоев на ее крыльях не превышают 4—5°.

С юга Жабайучканская синклиналь ограничена поперечной Чонкальской антиклиналью. Последняя представляет собой удлиненную структуру широтного простирания с отложениями сеномана в своде. Падение пород на южном крыле составляет 8—9°, на северном 6—7°. К северо-западу от горы Сахар Чонкальская антиклиналь раскрывается в сторону Кызылсуинской антиклинали Тумгачинской линии антиклиналей. На востоке она раскрывается в Западнокумжолскую брахиантиклиналь Карамаинско-Музбельской линии антиклиналей.

Непосредственно к югу от поперечной Чонкальской антиклинали располагается Боктинская мульда. На северо-западе она начинается у горы Тюесу, которой соответствует очень небольших размеров синклиналь, выполненная в центральной части отложениями палеогена. Синклиналь резко асимметрична, с крутым юго-западным крылом, падение на котором достигает 30—35°; на пологом северо-восточном крыле и юго-восточной центриклинали наклон слоев не превышает 9—10°. С северо-запада синклиналь оборвана Тумгачинским разломом.

К юго-востоку от горы Тюесу шарнир Боктинской мульды продолжает воздыматься до горы Сахар, близ которой он испытывает пережим и на-

чинает погружаться в юго-восточном направлении с одновременным расширением мульды вплоть до горы Бокты. Здесь в наиболее погруженной ее части развиты отложения олигоцена и неогена. От горы Бокты, вследствие вклинивания с юго-востока Акорпинской антиклинали, Боктинская мульда разделяется на две ветви, причем юго-восточная ветвь выделяется под названием Байсары куинской. Шарниры обеих ветвей мульды испытывают подъем соответственно в восточном и юго-восточном направлениях. Падение на крыльях рассмотренной части Боктинской мульды по породам эоцена составляет в среднем 4—5°, постепенно уменьшаясь к ее центральной части.

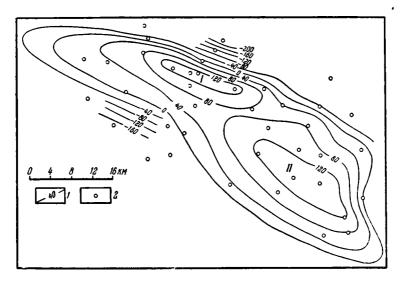
С юга Байсарыкуинская мульда отделяется от крайней юго-восточной части Боктинской синклинальной зоны (Бурминская мульда) поперечной Келендинской антиклиналью, имеющей широтное простирание. В сводовой части ее выходят среднеальбские отложения. Антиклиналь резко асимметрична. На южном крыле падение слоев 2—4°, на северном — слои сенона и датского яруса наклонены под углом 30—55°. Далее к северу они быстро выполаживаются до 3—4°. В восточном направлении Келендинская антиклиналь раскрывается в сторону Карашскской антиклинали. К западу она сначала испытывает небольшое погружение, а затем раскрывается в сторону Тумгачинской антиклинали. Это погружение обусловило образование здесь небольшой синклинали в отложениях верхнего альба (Караадырская синклиналь раскрывается, переходя в крыло Келендинской антиклинали.

Бурминская мульда расположена к югу от Келендинской антиклинали. Она хорошо выражена по породам датского яруса и среднего эоцена, падающими к центру мульды под углами 3—5°. В центре эта мульда осложнена поднятием небольшой амплитуды, в результате которого в сочетании с эрозионным врезом здесь выведены на поверхность породы датского и маастрихтского ярусов. К югу и юго-востоку в связи с затуханием Тумгачинской антиклинали Бурминская мульда раскрывается и переходит в региональное погружение слоев южного крыла Мангышлакской системы дислокаций.

Непосредственным продолжением восточной ветви Боктинской мульды являются Коздыкопская и Северокендырлинская синклиналей от Караманско-Музбельской. Коздыкопская (северо-западная) синклиналь представляет собой пологую мелкую корытообразную структуру, в наиболее погруженной части которой (сопряженной с одноименной антиклиналью) выходят отложения датского яруса и эоцена, а во всей остальной части — отложения сенона. Падение на крыльях измеряется 1—3°. Северокендырлинская синклиналь расположена на продолжении Коздыкопской, отделяясь от нее пережимом шарнира, выявленным по выходам отложений сенона. Она выражена в виде пологого прогиба в отложениях верхнего мела. К юго-востоку в связи с затуханием Карашекской антиклинали происходит ее расширение, а затем раскрытие в южное крыло Мангышлакской системы дислокаций.

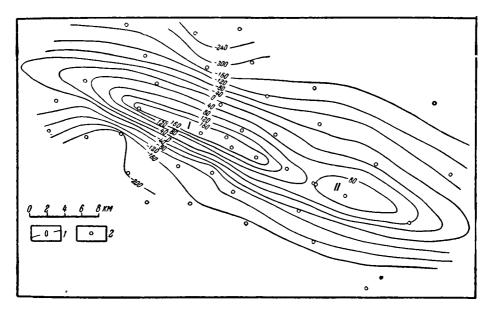
### Структуры Центрального Устюрта

Карабаурская антиклинальная зона. Она расположена к востоку от Тузбаирской и начинается близ чинка плато Устюрт в районе урочища Кызыладыр, прослеживаясь по буровым скважинам под неогеновыми породами далеко в глубь плато Устюрт в юго-восточном направлении. В ес западной части располагается Кызыладырская антиклиналь, которая имеет резко удлиненную форму. На западе она кулисообразно заходит за Акпанскую антиклиналь Тузбаирской антиклинальной зоны,



Фиг. 61. Структурная карта по горизонту известняков альбского яруса Карабаурской антиклинали. По Г. Н. Носову и А. М. Жуковой 1 — изогипсы; 2 — скважины, вскрывшие известняки альбского яруса. Брахиантиклинали: I — Кахбахтинская; II — Карамолинская

раскрываясь западнее кладбища Кожакорган. В западной части антиклинали в своде выведены на поверхность породы альбского яруса; на восток от чинков плато Устюрт отмечается пологое погружение шарнира, в результате чего восточная часть свода слагается породами эоцена. Кызыладырская антиклиналь резко асимметрична: на ее северном крыле углы наклона слоев достигают  $20-25^{\circ}$ , а на южном — не более  $5-6^{\circ}$ . Северовосточное крыло антиклинали осложнено небольшим пологим поднятием типа структурного носа с хорошо выраженным наклоном шарнира в восточном направлении. Падение слоев на крыльях этого поднятия не превышает 2°. Между Кызыладырской антиклиналью и осложняющим ее северо-восточное крыло структурным носом располагается Кергенская брахисинклиналь. Ее центральная часть выполнена отложениями олигоцена. Структура резко асимметрична; ее южное крыло крутое, с падением пород, по-видимому, до 15-20°, а северное крыло пологое  $(1-2^{\circ})$ . Непосредственно на продолжении оси Кызыладырской антиклинали располагается Карабаурская антиклиналь (фиг. 61), отделенная от предыдущей погружением шарнира. Это крупных размеров структура, в ядре которой выходят отложения сеномана и альба, обнаженные на поверхности на большом участке в районе такыра Кахбахты (Астафьева, 1961). Антиклиналь имеет ясно выраженное асимметричное строение. Ее северное крыло коутое, флексурообразное, с углами наклона слоев до 20—25°. По поверхности складчатого фундамента флексура переходит, по данным сейсморазведки, в крупный сброс, по которому северное крыло Карабаурской антиклинали почти на всем протяжении глубоко погружено. Амплитуда сброса достигает нескольких сот метров. На южном крыле наклон пород не превышает 5°. Пологий широкий свод антиклинали осложнен двумя брахиантиклинальными вздутиями незначительной амплитуды (Кухбахтинская и Карамолинская брахиантиклинали). На западном погружении свода в породах сеномана выделяется еще одна самостоятельная брахиантиклиналь. Кроме того, западная периклиналь Карабаурской антиклинали, внутри сплошного поля отложений сеномана, осложнена Байменским грабеном небольших размеров, выполненным в центральной части глинами олигоцена. Его амплитуда



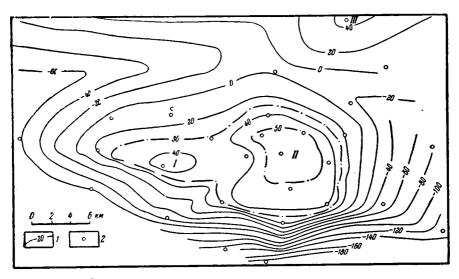
Фиг. 62. Структурная карта по подошве сенона Каратебинской антиклинальной зоны. По Г. Н. Носову и А. М. Жуковой

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

достигает нескольких сот метров. Восточная периклиналь антиклинали испытывает постепенное отклонение к юго-востоку. По данным Л. П. Ко-паевича (1956), она осложнена Акманказганской брахианти-клиналью. Это небольших размеров структура, строение которой в настоящее время почти не изучено.

Каратебинская антиклинальная зона. Она расположена к югу от Карабаурской антиклинальной зоны и простирается параллельно последней. Каратебинская зона целиком перекрыта неогеновым чехлом и выявлена исключительно по данным бурения (фиг. 62). В своде ее под неогеном развиты отложения сеноманского яруса, в которых в результате ундуляции шарнира выделяются две самостоятельные структуры. Западная из них собственно Каратебинская — представляет узкую вытянутую антиклиналь. Западная ее периклиналь прослежена в породах сенона еще на расстоянии нескольких десятков километров, почти до меридиана чинка Устюрта в районе колодца Кугусем. Вероятно, шарнир ее на этом протяжении испытывает ундуляции, которые еще недостаточно изучены. В своде восточной части Каратебинской антиклинальной зоны выделяется небольших размеров Хоскудукская антиклиналь. Каратебинская антиклинальная зона имеет симметричное строение. Падение слоев на ее крыльях измеряется первыми градусами. На продолжении Каратебинской антиклинальной зоны к востоку в районе урочища Караколка по нескольким скважинам выявлено незначительное поднятие типа структурного носа, выделяемое Л. Ф. Астафьевой (1961) под названием Караколкинского. Оно вырисовывается по отложениям кумского горизонта среди пород белоглинского горизонта. К северо-западу поднятие раскрывается, переходя в южное крыло Карабаурской антиклинальной зоны. Падение слоев на ее крыльях и периклинали не выходит за пределы первого градуса.

К югу от Каратебинской антиклинальной зоны расположена Шахпахтинская антиклиналь (фиг. 63). Она вытянута в широтном направлении и сложена в своде породами верхнего мела и нижними горизонтами палеогена. Свод антиклинали пологий, почти плоский, осложнен-



Фиг. 63. Структурная карта Шахпахтинской антиклинали по подошве торымской свиты верхнего эоцена. По Г. Н. Носову и А. М. Жуковой I— изогипсы; 2— скважины, вскрывшие подошву торымской свиты верхнего эоцена. Брахиантиклинали: I— Шахпахтинская; II— Западношахпахтинская; III— Карколинская

ный двумя куполовидными вздутиями (собственно Шахпахтинское и Западношахпахтинское). Антиклиналь резко асимметрична, ее южное крыло крутое, с наклоном слоев, измеряемым несколькими градусами. В пределах южного крыла на небольшом участке во впадине Шахпахты из-под покрова неогена выведены на поверхность отложения эоцена. Северное крыло, напротив, очень пологое, и падение слоев на нем не выходит за пределы первого градуса. От Каратебинской антиклинальной зоны Шахпахтинская антиклиналь отделена пологим синклинальным перегибом, выполненным отложениями олигоцена и верхних горизонтов эоцена. В структурном отношении она занимает крайнюю южную периферию Мангышлакской системы дислокаций, аналогичную положению Жетыбайской структурной террасы. Поверхность складчатого фундамента по данным сейсморазведочных профилей испытывает ступенчатое погружение от Карабаурской антиклинальной зоны, где она залегает на глубинах меньше 1000 м, до 1800 м в пределах Каратебинской антиклинальной зоны и 2600 м на Шахпахтинской антиклинали.

Бусагинская синклинальная зона. С севера и юга она ограничена соответственно Карабаурской антиклинальной зоной и Карамаинско-Музбельской линией антиклиналей, на западе к ней подходит Тузбаирская антиклинальная зона, а восточная ее часть разделяется на две ветви Каратебинской антиклинальной зоной. Почти вся площадь этой зоны перекрыта отложениями неогена, ее строение установлено по данным бурения и по выходам мела и палеогена 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 выполнена в центральной части отложениями олигоцена. Падение пород на южном крыле мульды до 10°, на северном — не более  $1-2^\circ$ . На западном центриклинальном окончании она сопрягается с Жабайучканской синклиналью. На северо-западе эта мульда, постепенно сужаясь, доходит до чинков плато Устюрт, где ей соответствует выступающая останцовая гора Кольбай. На востоке Бусагинская синклинальная зона разветвляется на две ветви: Ельтеджинскую и Кожинтайскую синклинали.

Ельтеджинская синклиналь отделяет Карабаурскую антиклиналь от Каратебинской. От собственно Бусагинской мульды она отделяется пережимом шарнира, выраженным в отложениях сенона. Ельтеджинская синклиналь представляет собой линейно вытянутую складку, выполненную отложениями среднего эоцена. Падение на ее крыльях, повидимому, составляет первые градусы.

Кожинтайская синклиналь отделяет Каратебинскую антиклинальную зону от Карамаинско-Музбельской линии антиклиналей. Она отделена от собственно Бусагинской мульды пережимом шарнира, выявленным по отложениям сенона. Кожинтайская синклиналь представляет собой линейно вытянутую структуру восток-юго-восточного простирания с падением пород на крыльях, по-видимому, не превышающим первые градусы. Ее шарнир полого погружается к юго-востоку, в результате чего в ее центральной части отложения сенона последовательно сменяются породами датского яруса, а затем палеогена. На юго-востоке обе синклинали с затуханием соприкасающихся с ними антиклинальных зон раскрываются в сторону Ассакеауданского прогиба.

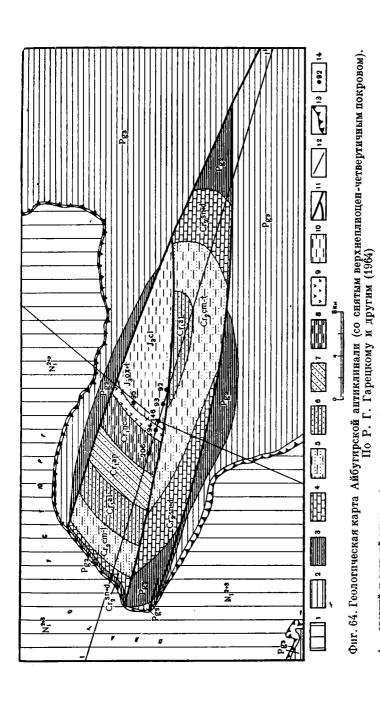
Приведенный материал показывает, что под неогеновым покровом плато Центрального Устюрта развита система антиклинальных и сопряженных с ними синклинальных зон. Эти зоны непосредственно переходят в аналогичные структурные элементы Восточного Мангышлака. Таким образом, на месте Центральноустюртской антиклинали Н. П. Луппова (1952) оказалась значительно более сложная система структур, приходящих сюда со стороны Восточного Мангышлака. Поэтому в настоящее время применять название Центральноустюртская антиклиналь нецелесообразно.

Шорджинская антиклинальная зона. Территория к востоку от Карабаурской антиклинальной зоны до восточного чинка Устюрта изучена наиболее слабо и для расшифровки ее структурного плана требуются дополнительные материалы. Непосредственно на продолжении Карабаурской антиклинальной зоны, по-видимому, располагается Шорджинская антиклинальная зона. Они разделяются глубоким погружением шарнира, намечающимся по сплошному распространению здесь под неогеновым покровом отложений палеогена. Шорджинская антиклинальная зона имеет юговосточное простирание, а затем постепенно поворачивает к югу, приобретая строго меридиональное направление. Почти на всем протяжении она перекрыта неогеновым покровом, и только в урочище Шорджа на дневную поверхность выведены отложения верхнего мела, слагающие ее юго-запалное крыло. Шорджинская антиклинальная зона имеет асимметричное строение. Ее юго-западное и западное крылья имеют наклон пород, измеряемый несколькими градусами: например, в урочище Шорджа он достигает  $5-10^{\circ}$  (Копаевич, 1956). Наклон слоев в пределах северного и северовосточного крыльев, по-видимому, не превышает первых градусов. В результате ундуляции шарнира в своде Шорджинской антиклинальной зоны выделяется ряд самостоятельных структур — Урринская, Шорджинско-Декчинская, Южношорджинская. Наиболее крупной из них является Шорджинско-Декчинская, представляющая собой линейно вытянутую антиклиналь. 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 была обнаружена в скважине, которая из отложений сеноман-турона вошла в глины олигоцена. Породы сеноман-турона близ плоскости взброса сильно перемяты и имеют углы падения, достигающие 90°. Амплитуда взброса достигает 500 м. Урринская и Южношорджинская структуры имеют значительно меньшие размеры, представляя собой типичные брахиантиклинали. Южная периклиналь Шорджинской антиклинальной зоны прослеживается еще на значительном расстоянии среди палеогеновых отложений Сарыкамышской впадины, представляя собой полого погружаю,

щийся к югу структурный нос, постепенно затухающий в сторону Верхнеузбойского прогиба. В районе урочища Ербурун от северного крыла Шорджинской антиклинальной зоны отходит в юго-восточном направлении структурный нос, выделяемый под названием Ербурунского (Пантелеев и Попов, 1961). Он рельефно вырисовывается по отложениям нижнего олигоцена, среди пород дарьялыкской свиты.

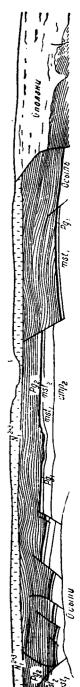
Айбугирская линия антиклиналей. С севера за Шорджинскую антиклинальную зону кулисообразно заходит Айбугирская линия антиклиналей. Она имеет субширотное простирание, и только в крайней восточной части несколько отклоняется к юго-востоку. Ее крайним на западе структурным элементом является Кульмагамбеткульская антиклиналь (Копаевич, 1956), выделенная по отложениям верхнего мела. Ее строение в настоящее время почти не изучено. К западу, вероятно, непосредственно на продолжении этой антиклинали, располагается Аксаймакская брахиантиклинали в одноименном урочище среди пород неогена выведены на небольшом участке отложения турона. Последние погружаются под углом 10—15° к востоку, намечая восточную периклиналь брахиантиклинали. Строение Аксаймакской брахиантиклинали изучено в настоящее время еще очень плохо.

Далее к востоку располагается наиболее крупная и сложно построенная Айбугирская антиклиналь (фиг. 64, 65), изученная в настоящее время наиболее полно. В ее своде под четвертичными наносами р. Аму-Дарьи выведены отложения верхней юры. С севера и юга она ограничена крупными разрывными нарушениями, по которым ее крылья глубоко погружены. Южное из них, по крайней мере близ ядра, 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. Таким образом, это типичная горст-антиклиналь. Указанные разрывные нарушения протягиваются до чинка плато Устюрт, где амплитуда их уменьшается до десятков метров. Чинк плато Устюрт в урочище Айбугир слагается породами верхнего мела и палеогена, представляя далекую периферию западной периклинали Айбугирской антиклинали. Здесь в меридиональном обрыве выходят отложения сенона, образующие пологий свод, осложненный системой мелких сбросов и взбросов (метры и первые десятки метров). На крыльях, где появляются породы палеогена, наклон последних измеряется первыми градусами. К востоку разрывные нарушения, ограничивающие свод Айбугирской антиклинали, сходятся в единый разлом, срезая ее восточную периклиналь. Отсюда они прослеживаются в виде единого разлома еще на значительное расстояние к востоку-юго-востоку, доходя до пос. Куня-Ургенч. На всем протяжении юго-западный блок резко приподнят, представляя собой свод и юго-западное крыло Айбугирской линии антиклиналей. В районе пос. Жданов он осложняется одноименной брахиантиклиналью, выявленной бурением под аллювиальными наносами р. Аму-Дарьи (Пантелеев и Попов, 1961). Брахиантиклиналь представляет небольших размеров структуру, в своде которой выведены отложения верхнего эоцена. Северо-восточное крыло Ждановской брахиантиклинали оборвано описанным выше региональным разломом. За пос. Жданов наблюдается постепенное отклонение к юго-востоку Айбугирской линии антиклиналей с постепенным ее погружением и затуханием. Она прослеживается еще на небольшое расстояние к юго-востоку от пос. Куня-Ургенч, заходя кулисообразно с юга за Нижнеамударьинскую антиклинальную зону системы Тяньшанид (Гарецкий, Пантелеев и др., 1963). Здесь в зоне глубокого погружения мезо-кайнозойских слоев Хорезмско-Измаилского прогиба Айбугирская линия антиклиналей

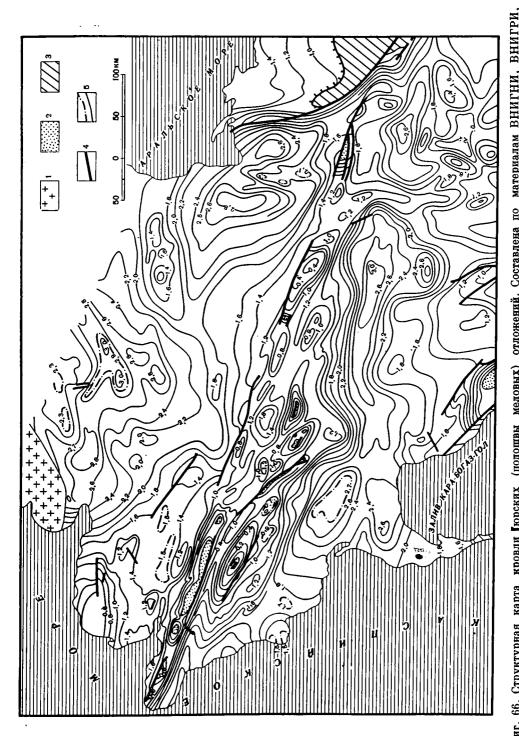


Устюрта; 14 — скважины, вскрывшие породы фунцамента

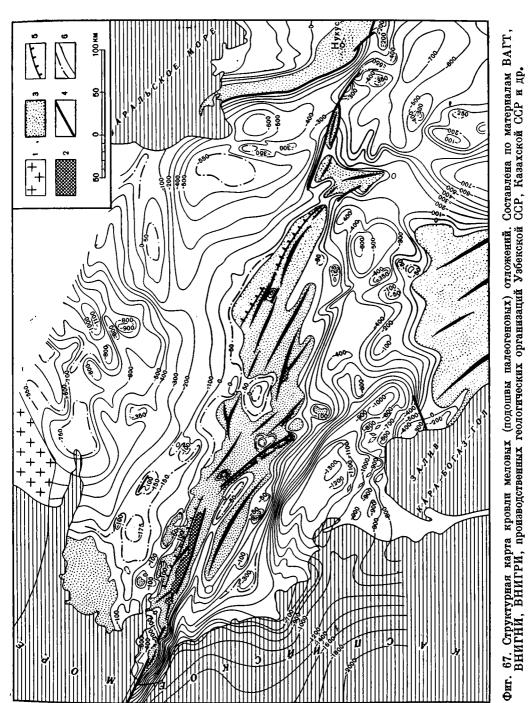
1 — средний и верхний миоцен; 2 — олигоцен; 3 — зоцен; 4 — сенон — даний; 5 — сеноман и турон; 6 — альб; 7 — апт; 8 — неоком; 9 — оксфорд — титон; 10 — нелловей; 11 — разломы; 12 — линии теологических разрезов; 13 — чини плато



Фиг. 65. Геологический разрез вкрест простирания Айбугирской антиклинали вдоль чинка Устюрта. По М. И. Соколову



Фиг. 66. Структурная карта кровли (корских (подошвы меловых) отложений. Составлена по материалам ВНИГНИ, ВНИГРИ, приговодственных теологических организаций Узбекской ССР, Казахской ССР и др. 1 — Русская платформа; 2 — домеловые породы на поверхности; 3 — площади отсутствия юрских отложений; 4 — разломы; 5 — стратоизогидем



1 — Русская платформа; 2 — породы фундамента на поверхности; 3 — попалеогеновые отложения на поверхности; 4 — разломы; 5 — флексуры; 6 — изогипсы

полностью затухает. Ее затухание намечает юго-восточное окончание всей Мангышлакской системы дислокаций.

Между Айбугирской линией антиклиналей и Шорджинской антиклинальной зоной располагается Чаштепская синклиналь. Она имеет клинообразную форму, резко сужаясь на северо-западе за счет сближения антиклинальных структурных элементов и расширяясь к юговостоку. В последнем направлении происходит погружение шарнира, фиксируемое появлением в ее центральной части все более молодых слоев. Таким образом, Чаштепская синклиналь имеет форму структурного залива, раскрывающегося на юго-востоке в Хорезмско-Йзмаилский прогиб.

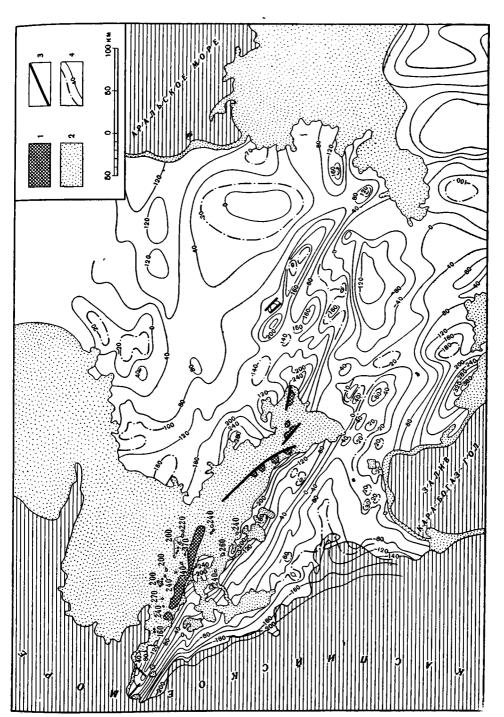
Поверхность складчатого фундамента в пределах Шорджинской антиклинальной зоны и Айбугирской линии антиклиналей залегает на разных глубинах. Наиболее близко к поверхности она залегает в своде Айбугирской антиклинали (200 м), образуя резкий выступ. На остальных структурных элементах ее глубина увеличивается до 1000—2000 м. В Чаштепской синклинали глубина до поверхности складчатого фундамента увеличивается до 3000 м и более.

Анализ пространственного положения описанных выше структур платформенного чехла Мангышлакской системы дислокаций показывает (фиг. 66, 67) следующие закономерности. На западе структурные элементы протягиваются параллельно общему ее направлению. На Восточном Мангышлаке они расположены уже под углом 15—20° к ее общему простиранию. Здесь и дальше к востоку в пределах Центрального Устюрта и аллювиальной равнины низовьев р. Аму-Дарьи структуры кулисообразно подставляют одна другую.

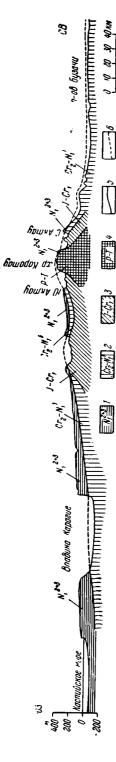
На севере Мангышлакская система имеет очень резкую прямолинейную границу. В ее восточной части эта граница определена флексурноразрывной зоной, тянущейся вдоль северных крыльев Айбугирской линии антиклиналей и Карабаурской антиклинальной зоной. В Горном Мангышлаке она выражена линейными антиклиналями, параллельными общему направлению системы. На крайнем западе северное крыло Тюбкараганской антиклинальной зоны оборвано региональным разломом. Южная граница Мангышлакской системы только в меньшей по протяженности западной части является прямолинейной. От юго-восточного замыкания Беке-Башкудукской антиклинальной зоны она носит неровный фестончатый харктер. Здесь антиклинальные структурные элементы далеко вдаются в сторону синклинальной зоны «бессточных» впадин и Хорезмско-Измаилского прогиба, постепенно затухая по направлению к их центральным частям. Напротив, от синклинальной зоны «бессточных» впадин и Хорезмско-Измаилского прогиба далеко в глубь Мангышлакской системы дислокаций заходят структурные заливы, разделяющие рассмотренные выше антиклинальные структуры. Таким образом, южная граница Мангышлакской системы дислокаций имеет неровные, извилистые очертания, связанные с отклонением к юго-востоку составляющих ее структур и их. постепенным затуханием в сторону синклинальной зоны «бессточных» впадин и Хорезмско-Измаилского прогиба. Восточное окончание Мангышлакской системы дислокаций также представляет собой веерообразных, расходящихся антиклинальных структур, постепенно затухающих в прогибах, располагающихся к югу и востоку.

## Третий (среднемиоценово-нижнеплиоценовый) структурный ярус

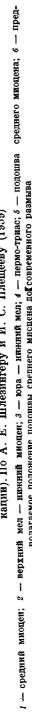
Отложения среднемиоденово-нижнеплиоденового структурного яруса покрывают почти всю восточную часть Мангышлакской системы дислокаций, расположенную в пределах Центрального Устюрта, и крайнюю ее западную часть, которая в географическом отношении соответствует п-ову

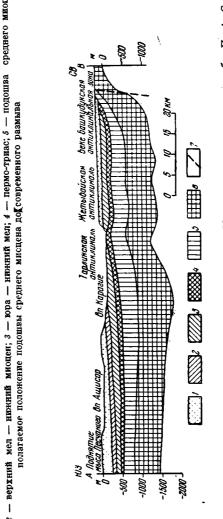


Фиг. 68. Структурная карта по подошве средего миоцена. Составили В.Г. Николаев и А. Е. Шлезингер по материалам ВАГТ, ВНИГРИ и других организаций 1 — породы фундамента на поверхности; 2 — досреднемиоценовые отложения на поверхности; 3 — изогилсы; 4 — разломы



Фил. 69. Гипсометрическое положение подошвы среднего миоцена (разрез вкрест простирания Мангышлакской системы дисло-кадий). По А. Е. Шлезингеру и И. С. Плещееву (1959)





Фиг. 70. Поперечный геологический разрез западной части Южномангышлакского прогиба. По А. С. Сто-лярову и А. Е. Шлезингеру (1962)

1 — средний мвоцен — нижний плиоцен; 2— верхний олигоцен; 3 — нижний и средний олигоцен; 4 — палеоцен и воцен; 6-верхний мел; 6 — нижний мел; 7 — разлом Тюб-Караган. В центральной части системы (Горный Мангышлак) по отдельным останцовым горам, верхняя часть которых сложена породами неогена, также можно в общих чертах наметить структурный план этого яруса. Полностью отсутствуют породы этого структурного яруса лишь в крайней восточной части Мангышлакской системы дислокаций, в районе аллювиальной равнины Дарьялыка.

Рассмотрение структурной карты, построенной по подошве неогенового структурного яруса (фиг. 68), показывает, что отложения среднемиопеново-нижнеплиоценового структурного яруса в сглаженном виде повторяют структурные формы среднеюрско-нижнемиоценового яруса, причем
осевые линии антиклинальных и синклинальных зон в этих отложениях
часто бывают смещены, а контрастность их проявления сглажена
(фиг. 69). Если в породах среднеюрско-нижнемиоценового структурного
яруса амплитуда вертикального перемещения слоев между антиклинальной зоной и сопряженной с ней синклинальной зоной достигает первых
тысяч метров, то в породах неогенового структурного яруса она не превышает первых сотен метров. Как правило, на крыльях антиклинальных
зон углы наклона пород среднемиоценово-нижнеплиоценового структурного яруса достигают 1—2°, лишь во флексурах они изредка увеличиваются
до 5°, реже — 10°. В удалении от сводов, на погруженных участках
крыльев и в синклиналях, падение пород не превышает долей градусов.

Большинство разрывных нарушений, как правило, затухает в породах третьего структурного яруса. Но некоторые из них все же затрагивают отложения неогена. Разрывные нарушения, затрагивающие подошву неогеновых пород, были обнаружены на северном крыле Тюбкараганской антиклинальной зоны, в своде Тюбеджикской антиклинали и в центральной части Беке-Башкудукской антиклинальной зоны. На западной периклинали Карабаурской антиклинальной зоны в Байменском грабене они, так же, как и слои мела, опущены по нарушениям. Во всех случаях нарушения, затрагивающие отложения среднемиоценово-нижнеплиоценового структурного яруса, имеют характер сбросов с амплитудами, не превышающими первые десятки метров.

В области, тяготеющей к Каспийскому морю, в пределах Южномангышлакского плато, поведение юрско-нижнемиоценового и среднемиоценово-нижнеплиоценового структурных ярусов резко отлично. К юго-западу и югу от осевой зоны Сегендыкской синклинали вдоль побережья отложения неогена испытывают региональное погружение в сторону Каспийского моря, затушевывая структуры юрско-нижнемиоценового комплекса пород (фиг. 70).

Структурный план неогеновых пород нашел свое полное отражение в современном их поверхностном залегании. Топографическая карта п-ова Тюб-Караган, Южномангышлакского плато и Устюрта, где повсеместно развиты породы неогена, является, по существу, структурной картой, передающей основные структурные элементы Мангышлакской системы дислокаций. Исключения составляют участки, занятые бессточными впадинами и эрозионными углублениями, где отложения неогена частично или полностью уничтожены денудацией. Вследствие этого их современный рельеф не отражает здесь неогеновый структурный план.

## Четвертый (верхнеплиоценово-четвертичный) структурный ярус

Отложения верхнего плиоцена и четвертичной системы практически не дислоцированы. Обнаружены лишь незначительные изменения высотного положения морских террас вдоль восточного побережья Каспийского моря. Так, на п-ове Тюб-Караган они залегают на несколько десятков метров выше, чем на Южномангышлакском плато (Федоров, 1948, 1952.

1957). В. Г. Рихтер (1962) отмечает, что послехвалынские береговые линии на подводном склоне Каспия также несколько деформированы, причем изменение их высотного положения достигает 10 м. По-видимому, значительные перемещения в верхнеплиоцен-четвертичное время произошли по сбросам в Байменском грабене. Амплитуда этих перемещений достигает здесь нескольких десятков метров. Это все, что известно о дислокациях верхнеплиоцен-четвертичных отложений. В пределах Горного Мангышлака широко развитые плиты конгломератов и брекчий (кыспаки) верхнего плиоцена залегают практически горизонтально. Морские террасы акчагыльского и апшеронского времени, прослеживаемые в Ассаке-Ауданской и Сарыкамышской впадинах, также не испытали видимых деформаций. Таким образом, амплитуда суммарных вертикальных перемещений отложений четвертого структурного яруса не выходит за пределы первых десятков метров.

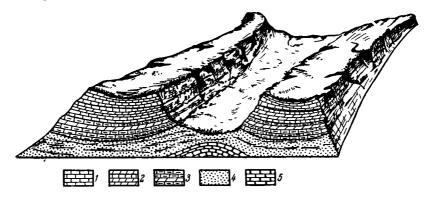
### СВЯЗЬ СОВРЕМЕННОГО РЕЛЬЕФА С ОСНОВНЫМИ СТРУКТУРНЫМИ ЭЛЕМЕНТАМИ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

Мангышлакской системе дислокаций отвечают различные формы и типы рельефа. В большей части системы, где покров пород среднемиоценово-нижнеплиоценового структурного этажа практически отсутствует, развит сложно расчлененный рельеф (Горный Мангышлак). Напротив, где этот покров сохранился, располагаются равнинные пространства возвышенного плато. К ним относятся п-ов Тюб-Караган, Южномангышлакское плато и Центральный Устюрт. Крайнюю восточную часть системы занимает аллювиальная равнина р. Аму-Дарьи.

Рельеф Горного Мангышлака предопределили литология слагающих его пород и структурные элементы. Положительные формы рельефа приурочены в виде хребтов и различного типа возвышенностей к выходам наиболее плотных пород, которым отвечают складчатый комплекс пермотриаса и карбонатные породы верхнего мела (исключая пески и глины сеномана и нижнего турона), палеоцена и эоцена. Напротив, к площадям распространения относительно мягких пород юры, нижнего мела и олигоцена приурочены пониженные участки рельефа. Так, своду Каратауской мегантиклинали, где выходят породы перми и триаса, соответствует система горных хребтов — Каратаушик, Западный и Восточный Каратау. На ее крыльях, где развиты отложения юры и нижнего мела, располагаются соответственно Северная и Южная Прикаратауские долины. Последние осложняются целой системой куэст и гряд, образованных относительно плотными прослоями песчаников и известняков. И, наконеп, в наиболее погруженных участках крыльев этой мегантиклинали, где распространены породы верхнего мела и палеогена, проходят кузстовые хребты — Северный и Южный Актау.

Такие же формы рельефа несколько меньшей величины развиты и на других антиклиналях Восточного Мангышлака, в ядрах которых выходят отложения пермо-триаса. Напротив, в сводах антиклинальных структурных элементов, сложенных породами юры и нижнего мела, располагаются пониженные участки рельефа. Так, обширные долинообразные понижения наблюдаются в сводовых частях Тузбаирской и Беке-Башкудукской антиклинальных зон, Акорпинской антиклинали и др. Крылья, сложенные породами верхнего мела и палеогена, обрисовываются кузстовыми хребтами. Часто центральные части этих долин являются относительно приподнятыми по сравнению с их периферией, и наиболее пониженные отметки тяготеют к подножию сопряженных с ними хребтов. В продольном сечении таких долин наиболее повышенные участки рельефа связаны с ядрами одноименных структурных элементов; рельеф понижается в сторону периклиналей (Беке-Башкудукская антиклинальная зона, Кумжолские

брахиантиклинали и др.). Большинству синклинальных структур Горного Мангышлака, сложенных породами верхнего мела и палеогена, отвечают крупные платообразные возвышенности рельефа, формы которых строго соответствуют контурам структур. Их склоны, как правило, крутые, иногда совершенно недоступные для подъема. Центральная часть возвышенностей несколько прогнута по отношению к периферии. Эта прогнутость обусловлена наклонным залеганием плотных отпрепарированных пород датского яруса и палеогена в сторону центральных частей синклиналей



Фиг. 71. Блок-диаграмма района Кумжолских брахиантиклиналей и Аличкинско-Боктинской синклинальной зоны (Восточный Мангышлак) 1 — известняки датского яруса; 2 — мергели верхнего сенона; 3 — мел и мергели верхнего турона и нижнего сенона; 4 — песчано-глинистые отложения сеномана

и нижнего турона; 5 - пески и песчаники альба

(фиг. 71). Такие возвышенности распространены в Аличкинско-Боктинской, Чакырганской синклинальных зонах и др.

Участки плато отделяются от Горного Мангышлака, как правило, крутыми обрывистыми склонами (чинками). Последние, когда они протягиваются вкрест простирания структурных элементов, имеют сложные извилистые формы. В местах, где к плато подходят синклинальные структурные элементы, участки плато заходят далеко в глубь Горного Мангышлака (гора Кольбай Бусагинской синклинальной зоны, гора Бокты Аличкинско-Боктинской синклинальной зоны). В районе антиклинальных структурных элементов наблюдается обратная картина. Особенно большой врез в глубь плато отмечается в районе Карамаинской антиклинали. Такие же соотношения видны и в крайней восточной части Мангышлакской системы дислокаций, где к плато подходит аллювиальная равнина. Напротив, когда чинки плато располагаются параллельно структурным элементам, они, как правило, имеют линейные очертания.

Участки плато, обращенные в сторону Каспийского моря, имеют обратные соотношения. Так, п-ов Тюб-Караган, отвечающий одноименной антиклинальной зоне, далеко вдается в глубь моря. А в синклинальных зонах море, напротив, проникает в сторону материка, образуя заливы.

В районе локальных антиклиналей Горного Мангышлака, осложняющих крылья более крупных структур, часто наблюдается, как чинки плато или обрывы хребтов изменяют свое направление на почти перпендикулярное к основному, а затем вновь приобретают первоначальное простирание. В результате в их очертаниях вырисовываются прямоугольные участки длиной в несколько десятков километров при ширине, измеряемой первыми километрами (Мурзаирская, Кертская, Сазская антиклинали и др.).

Структуры Мангышлакской системы дислокаций в пределах равнинных пространств возвышенного плато имеют прямое отражение в рельефе. Антиклинальным структурам соответствуют наиболее возвышенные участки плато, синклинальным — пониженные, а разрывным нарушениям — уступы. Так, Карабаурской антиклинальной зоне отвечает в рельефе одноименный увал, а восточной части Карамаинской антиклинали, расположенной в пределах плато Устюрт, — увал Музбель. Четко выраженный уступ, прослеживаемый по северному склону увала Карабаур, отвечает проходящей здесь флексурно-разрывной зоне.

На участках бессточных впадин, где покров среднемиоценово-нижнеплиоценового структурного яруса разрушен, современный их рельеф не отражает структурные формы. Как правило, бессточные впадины располагаются вдоль южной периферии Мангышлакской системы дислокаций и в окружающих с юга Южномангышлакском и Ассакеауданском прогибах. Они приурочены к структурным террасам или днищам прогибов, осложненным здесь локальными антиклинальными перегибами. Исключение составляют бессточные впадины Тюбеджик и Ханга-Баба, которые приурочены к сводовой части Тюбкараганской антиклинальной зоны. Таким образом, как указывалось выше, современный рельеф п-ова Тюб-Караган, Южномангышлакского плато и Центрального Устюрта, исключая участки бессточных впадин, в сглаженном виде отражает основные структурные элементы, а топографическая карта этих районов является, посуществу, структурной картой.

Структурные элементы крайней восточной части Мангышлакской системы дислокаций, расположенные под аллювиальными наносами долины р. Аму-Дарьи, отражения в современном рельефе не получили.

### Глава V

# СООТНОШЕНИЕ СТРУКТУР СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА И ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

Анализ соотношения структурных форм складчатого фундамента и платформенного чехла лучше всего начать с района хребтов Каратау, где отложения перми и триаса распространены на достаточно больших площадях, наилучше обнажены и наиболее хорошо изучены.

Приведенные выше материалы показывают, что характерной чертой складок хребтов Каратау является наклон их шарниров в северо-западном направлении, вследствие чего вдоль северного склона хребтов к породам платформенного чехла подходят сравнительно молодые горизонты каратауского комплекса цород. Напротив, вдоль южного склона хребта платформенный чехол соприкасается, чаще по разломам, с наиболее древними частями каратауского комплекса пород. Лишь в Бесчокинской антиклинали хребта Восточный Каратау на северном склоне наблюдается северо-западное, а южнее — обратное, юго-восточное, падение шарнира. Таким образом, лишь Бесчокинская антиклиналь вырисовывается как складка, имеющая оба периклинальных окончания. Остальные же складки хребтов Каратау представляют собой, по-существу, структурные носы и структурные заливы, упирающиеся на юге в зону больших разломов.

Простирание складок отклоняется от направления, в котором вытянуты современные хребты Каратау, на  $20-25^{\circ}$  к юго-востоку ( $305-310^{\circ}$ ). На такой же угол они отклоняются и от общего направления Мангышлакской системы дислокаций. Складки, доступные изучению в настоящее время в хребтах Каратау, по-видимому, являются осложнением крупного антиклинория, перекрытого на большей части своей площади отложениями платформенного чехла, образующими выделенную еще Н. И. Андрусовым (1911) Каратаускую мегантиклиналь. Его северное крыло, как уже упоминалось, довольно четко намечается появлением более молодых толщ каратауского комплекса вдоль северного склона хребтов Каратау. Центральная часть антиклинория по максимальному подъему шарниров складок намечается вдоль южного склона хребтов. Частично она, вероятно, погружена по разломам под платформенный чехол Южной Прикаратауской долины. Южное ограничение антиклинория намечается более проблематично. В расположенной к югу от хребтов Каратау Чакырганской синклинальной зоне под породами платформенного чехла сейсморазведочным профилем установлено относительно спокойное залегание пород каратауского комплекса и присутствие здесь, по-видимому, наиболее мололых его горизонтов (Плещеев и др., 1961). Косвенно на наличие южного крыла антиклинория в каратауском комплексе пород к югу от хребтов Каратау указывает и общее погружение в этом направлении отложений платформенного чехла (Гарецкий, 1962: Яншин, 1948, 1951).

Таким образом, простирание частных складок, наблюдаемое в хребтах Каратау, отклоняется не только от направления современного поднятия, в сводовой части которого находятся эти хребты, но и от простирания крупного антиклинория, возникшего в верхнем триасе. Эти складки являются косыми по отношению к общему простиранию антиклинория, что подробнее описывается и объясняется в следующей главе.

Между складками фундамента и структурами платформенного чехла, осложняющими Каратаускую мегантиклиналь, также наблюдается общая связь. На северные склоны хребтов Западный и Восточный Каратау выходят периклинали двух наиболее крупных антиклинальных складок пермотриаса: Отпанской и Бесчокинской. Строго на продолжении их осей в породах платформенного чехла отмечены значительно более пологие антиклинальные перегибы (Торыш-Мурзатайский и Карадирменский). Они представляют собой структурные носы, которые в Северной Прикаратауской долине прослеживаются на протяжении нескольких десятков километров. Их шарниры от хребтов Каратау полого наклонены в глубь долины. Простирание Торыш-Мурзатайской и Карадирменской антиклиналей совпадает с направлением складок каратауского комплекса пород (305— 310°). Они, так же, как и складки фундамента в хребтах Каратау, расположены косо к общему направлению Мангышлакской системы дислокаций и входящей в нее Каратауской мегантиклинали. Их наиболее приподнятые юго-восточные части находятся у северного подножия хребтов Каратау, а наиболее погруженные северо-западные окончания лежат близ южного подножия хребта Северный Актау или даже пересекают его (Торыш-Мурзатайская антиклиналь). Таким образом, Торыш-Мурзатайская и Карадирменская антиклинали под острым углом пересекают всю Северную Прикаратаускую долину.

В юго-восточной части Торыш-Мурзатайской антиклинали в отложениях юры, как отмечено выше, прослеживаются две более мелкие антиклинали широтного простирания, разделенные синклиналью. Они расположены строго на продолжении осей соответствующих складок каратауского комплекса пород, осложняющих северо-западную периклиналь Отпанской антиклинали. Как в породах складчатого фундамента, так и в отложениях платформенного чехла, рассматриваемые антиклинали расположены под острым углом (20—30°) к общему северо-западному направлению более крупных структурных элементов, которые они осложняют.

Таким образом, антиклинали в юрских отложениях района родника Торыш приобрели широтное простирание вследствие того, что такое простирание имели здесь складки пород каратауского комплекса. Расположенные между рассмотренными антиклиналями и общим северным крылом Каратауской мегантиклинали пологие синклинали в платформенном чехле также находятся непосредственно на продолжении соответствующих синклинальных складок в породах каратауского комплекса.

Восточная периклиналь Бесчокинской антиклинали совпадает с общим направлением Каратауской мегантиклинали в платформенном чехле. Таким образом, ей также соответствует значительно более пологий антиклинальный перегиб в отложениях юры и мела.

Вдоль южного склона хребта Каратау в породах платформенного чехла и на его контакте с каратауским комплексом развита система региональных продольных разломов, по которым отложения перми и триаса глубоко погружены. Большинство из этих разломов непосредственно наследуют разломы, установленные в каратауском комплексе пород. Именно последние здесь определили характер структуры складчатого фундамента и структуры платформенного чехла южного крыла Каратауской мегантиклинали. Они полностью затушевали влияние подходящих к южному подножию хребтов Каратау складок каратауского комплекса. Лишь в случае, когда каратауские породы подходят почти под прямым углом к простира-

нию разломов и пород платформенного чехла, в последних возникают имеющие небольшую амплитуду поперечные или диагональные к их простиранию разрывы (район колодцев Джан-Орпа и поселка Онды у южного подножия хребта Восточный Каратау). Такие же соотношения каратауских пород и платформенного чехла наблюдаются вдоль подножия северного склона хребта Каратаушик. Их, вероятно, следует объяснить также продольным разломом, которому на поверхности в отложениях нижнего мела соответствует крутая флексура.

Выведенные на поверхность в пределах ряда складок Восточного Мангышлака пермские и триасовые породы имеют значительно меньшую площадь распространения. Однако и они позволяют сделать ряд наблюдений над соотношением структурных форм, развитых в платформенном чехле и складчатом фундаменте. На Тумгачинской антиклинали наиболее превние отложения, относящиеся к долнапинской свите перми, обнажаются в центральной части антиклинали, выраженной в породах платформенного чехла (горы Тумгачи и Кунабай). Они здесь образуют моноклинали, в которых породы круго погружаются соответственно к юго-западу и югу, вследствие чего на горе Кунабай отложения долнапинской свиты перми сменяются в ее юго-восточной части породами нижнего триаса. Простирание возвышенности горы Кунабай, сложенной этими породами, не совпадает с простиранием слоев пермо-триаса (265-275°), причем угол между ними достигает 45°. Такой же величины азимутальное несогласие наблюдается между простиранием слоев пермо-триаса и отложениями платформенного чехла, которые протягиваются параллельно юго-западным склонам возвышенностей (их азимут простирания здесь составляет 310—320°). Однако вдоль юго-восточного подножия возвышенности Кунабай, где каратауские породы погружаются под породы платформенного чехла, простирание последних меняется с северо-западного на широтное и становится согласным с простиранием пермских и триасовых слоев. Породы платформенного чехла здесь также погружаются на юг, но под очень небольшими углами. С севера-востока выходы пермских и триасовых пород оборваны крупным Тумгачинским разломом. На обеих периклиналях Тумгачинской антиклинали на небольших участках выходят наиболее молодые горизонты каратауского комплекса — породы акмышской свиты. На северо-западной периклинали обнаружено два таких выхода. Один тяготеет к Тумгачинскому разлому (подножие горы Жанаулие). Второй расположен среди отложений юры в центре четко выраженного периклинального замыкания по породам юры и мела на расстоянии более 1 км от Тумгачинского разлома. Породы акмышской свиты здесь сильно выветрелы и внутреннее их строение неясно. На юго-восточной периклинали Тумгачинской антиклинали породы акмышской свиты выведены на повержность в урочище Белясень. Со всех сторон они соприкасаются с породами мела по разрывным нарушениям (надвиги или взбросы). Породы акмышской свиты здесь также сильно выветрелые. Общее простирание слоев ясно намечается как широтное, но в какую сторону они падают, остается невыясненным.

Такие же соотношения наблюдаются вкрест простирания Карашекской антиклинали. В наиболее приподнятой по породам платформенного чехла части структуры выходят отложения долнапинской свиты перми, имеющие крутой наклон к югу и последовательно сменяемые отложениями нижнего триаса и карадуанской свиты среднего триаса. Вдоль южного подножия хребта Карашек узкой полоской выходят отложения акмышской свиты, соприкасающиеся с отложениями среднего триаса по разлому. Отложения триаса сопряжены по разлому с породами нижнего мела, погружающимися к юго-востоку. К северо-востоку от горы Карашек отложения каратауского комплекса вновь обнаруживаются в небольшой останцовой возвышенности Кичик-Карашек, приуроченной ко вторичному брахиантикли-

11 A. E. III. RESERVED 161

нальному вздутию, осложняющему Карашекскую антиклиналь. Эта возвышенность на большей части площади сложена породами долнапинской свиты перми, и лишь вдоль северо-восточного ее подножия на небольшом протяжении установлены отложения нижнего триаса. Последние по разлому соприкасаются с отложениями юры, которые испытывают региональное погружение к северо-востоку.

На Карамаинской антиклинали каратауский комплекс пород выведен в одноименной возвышенности. Он имеет региональное погружение к югу, и пермские породы, слагающие северный склон и центральную часть хребта Карамая, сменяются на его южном склоне породами нижнего триаса. На отложения нижнего триаса с угловым несогласием ложатся породы средней юры, также испытывающие региональное погружение к югу, но под значительно меньшими углами. В крайней западной части хребта в пермских породах намечается периклиналь антиклинальной складки, срезаниая крупным разломом, который прослеживается вдоль всего северного склона хребта Карамая. По этому разлому свод и северное крыло пермской складки глубоко погружены под толщи мела, образующие северное крыло антиклинали платформенного чехла. На восточном погружении Карамаинской антиклинали во вторичном брахиантиклинальном вздутии на небольшом участке выходят сильно выветрелые породы нижнего триаса (возвышенность Кугусем).

Приведенный материал показывает, что хотя восстановить внутреннюю структуру складчатого фундамента для территории Восточного Мангышлака в настоящее время не представляется возможным, соотношения его со структурными формами платформенного чехла вполне определенные. Во всех рассмотренных случаях наиболее древние горизонты каратауского комплекса приурочены к центральным, наиболее приподнятым частям антиклинальных складок, прослеживающихся в породах платформенного чехла. Наоборот, на периклинальных и в крыльевых участках этих структур установлены более молодые горизонты триаса. Можно предполагать, что рассматриваемые выходы каратауских пород в структурах Восточного Мангышлака, вероятно, представляют собой части складок, возможно, их периклинали (например, горы Тумгачи и Кунабай), аналогичные складкам, развитым в хребтах Каратау. Об этом вполне определенно свидетельствует значительная разбросанность выходов каратауских пород и крутые углы наклона, что не позволяет увязать мощности составляющих их толш без предположения о многократности их повторения в складчатых структурах. Об этом же свидетельствуют и обнаруженные в горах Кунабай и Карамая остатки замков антиклинальных складок. Наблюдаемое местами резкое азимутальное несогласие слоев каратауского комплекса и платформенного чехла, подобное отмеченному на горе Кунабай, связано, так же, как в районе хребтов Каратау, с разрывными нарушениями (или соответствующими флексурами на поверхности), полностью затушевывающими влияние складчатых дислокаций фундамента. Эти складки Восточного Мангышлака, так же, как складки в хребтах Каратау, по отношению к более крупным структурным элементам складчатого фундамента являются структурами более низкого порядка.

Скважин, вскрывших породы складчатого фундамента в пределах Мангышлакской системы дислокаций, еще очень мало, чтобы сколько-нибудь существенно дополнить приведенные сведения об их структурных соотношениях с отложениями платформенного чехла. Следует указать лишь, что в пределах Беке-Башкудукской антиклинальной зоны, в ее наиболее приподнятой части в районе колодца Таспас, тремя скважинами были вскрыты породы долнапинской свиты, тогда как западнее, в районе колодца Карасязь, в сторону которого шарнир испытывает пологое погружение, в скважине под отложениями юры обнаружены породы нижнего триаса.

В пределах Тюбкараганской антиклинальной зоны на Тюбеджикской и Кусайникской антиклиналях несколькими скважинами непосредственно под отложениями средней юры вскрыты породы акмышской свиты. Однако в настоящее время нет возможности более дробно расчленить разрез акмышской свиты и выяснить, как изменяется возраст ее слоев под различными структурами платформенного чехла. Следует отметить, что породы нижнего структурного яруса складчатого фундамента в восточной части Мангышлакской системы дислокаций на значительном протяжении непосредственно подстилают юрские отложения платформенного чехла (Карабаурская и Айбугирская антиклинали). На Айбугирской антиклинали бурением установлено, что в наиболее приподнятой ее части непосредственно под породами чехла залегают серицитовые сланцы нижнего или среднего палеозоя, тогда как на западной периклинали того же поднятия появляются более молодые доломиты среднего палеозоя.

Ланные сейсморазведки также дают некоторые косвенные материалы для выяснения соотношений структурных элементов складчатого фундамента и платформенного чехла. А. Б. Коганом (1959) установлено, что на п-ове Тюб-Караган в своде одноименной антиклинальной зоны денудационная поверхность каратауского комплекса пород, которой соответствует основной преломляющий сейсмический горизонт, срезает различные пласты этого комплекса, причем в своде структуры прослеживаются пласты с большей граничной скоростью, чем на крыльях. Это, по его мнению, является косвенным признаком того, что породы в своде Тюбкараганской антиклинальной зоны являются более плотными и, вероятно, более древними, чем на ее крыльях. Сейсморазведочный профиль, прошедший вкрест простирания Мангышлакской системы дислокаций в пределах Восточного Мангышлака, также позволяет считать, что в синклиналях платформенного чехла в каратауском комплексе пород появляются наиболее молодые горизонты (Плещеев и др., 1961). В пределах антиклиналей каратауские породы, напротив, представлены более древними слоями.

Приведенные материалы дают основание предполагать, что наиболее древние и интенсивно дислоцированные горизонты складчатого фундамента приурочены к сводам антиклинальных структур платформенного чехла. Более молодые и менее дислоцированные горизонты складчатого фундамента, по-видимому, развиты под синклинальными структурами платформенного чехла.

#### Глава VI

# ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРНОГО ПЛАНА МАНГЫШЛАКСКОЙ СИСТЕМЫ ДИСЛОКАЦИЙ

### ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ

Приведенные выше материалы дают основание считать, что территория Мангышлакской системы дислокаций в доверхнепалеозойское время входила в состав миогеосинклинальной зоны палеозойской геосинклинальной области. Однако даже качественной характеристики ее развития в то время дать сейчас почти невозможно. Р. Г. Гарецкий и В. И. Шрайбман (1960) главным образом на основании анализа геофизических материалов полагали, что зоны различного развития в этой миогеосинклинали имели северо-западное простирание, т. е. проходили под острым углом (20—30°) к современному положению Мангышлакской системы дислокаций. Можно предполагать, как это будет видно ниже, что на западе Мангышлакской системы эта доверхнепалеозойская миогеосинклинальная зона испытывала геосинклинальное развитие, а на востоке — геоантиклинальное.

На обширных пространствах Тянь-Шаня и Урала в конце нижнего или начале среднего карбона начались интенсивные складчатые и орогенические процессы, которые привели к прекращению геосинклинального развития значительных площадей этих регионов. Приведенный выше геологический и геофизический материал показывает, что и на территории Мангышлакской системы дислокаций они также имели достаточную интенсивность. Эти процессы привели здесь к образованию относительного жесткого метаморфизованного доверхнепалеозойского цоколя.

Кроме процессов складчатости и орогении на рубеже средне- и верхнепалеозойского времени началось формирование Предуральского краевого прогиба, периклинального прогиба южного погружения Урала (Гарецкий, 19626; Яншин, 1955, 19626) и ряда внутренних впадин и прогибов Тянь-Шаня, в частности, у подножия Нуратау и северного подножия Букантау (Лихачев и др., 1961; Соловьева, 1963). Вероятно, и для Мангышлакской системы дислокаций граница нижнего и среднего карбона была важной вехой в истории тектонического развития.

Именно в конце нижнего или начале среднего карбона, по-видимому, возникла наложенная по отношению к более древним структурам зона глубинных разломов, ограничивающая с севера Мангышлакскую систему дислокаций. В крайней юго-восточной части ее, в районе пос. Куня-Ургенч, эта зона разломов кулисообразно подставляется другой зоной разломов, которая довольно уверенно трассируется в настоящее время в Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области (Бабаев и др., 1962) и прослеживается до низовьев р. Аму-Дарьи. В восточной части Мангышлакской си-

стемы дислокаций эти разломы, как уже упоминалось выше, в виде флексуры отражаются даже на залегании пород неогена. На западе они постепенно затухают в отложениях платформенного чехла и прослеживаются только внутри складчатого фундамента по магнитному максимуму (Гарецкий и Шрайбман, 1960) почти до западного затухания Мангышлакской системы дислокаций. Кроме того, рассматриваемая зона разлома здесь находит подтверждение в резком перепаде мощностей верхнепалеозойскотриасовых пород, установленном по интенсивному градиенту остаточного гравитационного поля.

В начале верхнего палеозоя на месте современной Мангышлакской системы дислокаций среди консолидированного среднепалеозойского фундамента вдоль системы субширотных разломов возник узкий внутренний прогиб. В течение верхнего палеозоя и большей части триаса он испытывал интенсивное прогибание, которое привело к образованию здесь глубокого сравнительно узкого желоба, выполненного мощной толщей в основном терригенных осадков. Прогибание было весьма неравномерным, что отразилось на современном положении днища желоба. Максимальная глубина залегания основания прогиба отмечается в районе Тумгачинской, Карашекской и Карамаинской антиклиналей Восточного Мангышлака, где она превыпает 15 км.

В западном направлении наблюдается постепенное уменьшение глубины желоба до 10-12 км в районе хребтов Каратау, а еще дальше к западу, в районе современного замыкания Мангышлакской системы дислокаций под водами Каспийского моря, она, по-видимому, не превышает первых километров. К востоку от Караманнской антиклинали Мангышлакский желоб испытывает резкое воздымание и становится более мелким, а в районе Шорджинской антиклинали он полностью выклинивается. С севера описываемый желоб был ограничен зоной разломов, вдоль которых происходит резкий перепад глубин поверхности верхнепалеозойско-триасового комплекса пород, измеряемый многими километрами. Южный склон желоба был более пологим по сравнению с северным. Территория Мангышлакской системы дислокаций в верхнепалеозойско-триасовое время не была целиком вовлечена в прогибание. В восточной части площади в пределах узкой полосы вдоль разломов северного ее края сохранился жесткий выступ доверхнепалеозойского цоколя (Карабаурско-Айбугирский), на котором породы верхнего палеозоя и триаса отлагались в значительно меньших мощностях или не отлагались совсем. Выступ имел клинообразную форму. На запад он вдавался узкой полосой до Тузбапрской антиклинальной зоны, а на восток, напротив, быстро расширялся, охватывая в районе восточного окончания Карабаурской антиклинальной зоны в меридианальном сечении целиком рассматриваемый регион. Отсюда выступ доверхнепалеозойского субстрата через Шорджинскую антиклинальную зону открывался на юги соединялся в районе впадины Ассаке-Аудан и Карашорской антиклинали с широким полем, на котором сейчас отсутствуют верхнепалеозойские и триасовые породы. Этот выступ в районе Шорджинской антиклинали являлся естественным ограничением на востоке Мангышлакского верхнепалеозойско-триасового желоба. В восточном направлении выступ доверхнепалеозойских пород через Айбугирскую линию антиклиналей протягивался до пос. Куня-Ургенч, в районе которого, по-видимому, кулисообразно подставлялся погребенными сейчас под платформенным чехлом антиклинориями герцинид Южного Тянь-Шаня.

Резкие отличия в строении Мангышлакской системы дислокаций в западной и восточной ее частях связаны, по-видимому, с различной историей развития этих частей в доверхнепалеозойское время. В западной части среднепалеозойский геосинклинальный режим был унаследован прогибанием верхнепалеозойского времени. Этим, вероятно, и объясняются столь огромные мощности осадков, накопившихся здесь за этот отрезок време-

пи. Напротив, в восточной части желоб формировался на существовавшей здесь геоантиклинали, имевшей до верхнего палеозоя устойчивую тенденцию к поднятию, и поэтому был явно наложенным по отношению к структурам предыдущего этапа развития. Унаследованные тенденции к поднятию явились, по-видимому, своего рода тормозом, задержавшим интенсивное прогибание и обусловившим образование вдоль северного склона желоба по системе разломов выступа доверхнепалеозойских пород.

Области доверхнепалеозойской складчатости, расположенные к северу и югу от Мангышлакского желоба и Карабаурско-Айбугирского выступа, также были втянуты в верхнепалеозойско-триасовое прогибание. Однако оно начиналось здесь, по-видимому, несколько позже формирования желоба. Кроме того, оно имело значительно меньшую величину по сравнению с прогибанием в районе желоба и привело к накоплению относительно мадомощных толщ (первые километры) терригенных континентальных осадков, имеющих плащеобразное распространение. Последние легли на сильно денулированную поверхность метаморфизованных пород доверхнепалеозойского цоколя, а к югу от западной части Мангышлакского желоба --на магматические породы Карабогазского свода. Плащеобразно залегающие толщи верхнепалеозойско-триасовых пород имеют широкое распространение в Закаспии и почти со всех сторон окружают Мангышлакский желоб и Карабаурско-Айбугирский выступ. Только в районе центральной части современной Ассаке-Ауданской впадины и Байчагырского гравитационного максимума существовали площади, примыкающие на относительно небольших отрезках к желобу, где накопление плащеобразно залегающих верхнепалеозойско-триасовых осадков не происходило. Таким образом, приведенный материал показывает, что в верхнепалеозойско-триасовое время разные части Мангышлакской системы дислокаций испытывали принципиально различное развитие. Большая западная ее часть входила в состав внутреннего прогиба (желоба), возникшего в пределах среднепалеозойской геосинклинали, а меньшая восточная часть представляла собой выколотый выступ доверхнепалеозойских пород, который в течение верхнего палеозоя и триаса испытывал тенденцию к относительному подъему. Следует еще раз подчеркнуть, что Карабаурско-Айбугирский выступ не отражает внутреннюю структуру доверхнепалеозойского субстрата, а представляет собой более молодой структурный элемент, возникший вдоль системы верхнепалеозойских разломов, секущих основные структурные элементы доверхнепалеозойских пород. Поэтому простирания структур доверхнепалеозойских пород, слагающих этот выступ, могут не совпадать с его направлением.

В формационном отношении изучена только обнаженная и вскрытая скважинами верхняя часть пород, выполняющих Мангышлакский желоб. Выходящие на поверхность пермские отложения в основном представлены тонкими терригенными осадками, накапливавшимися, по-видимому, в условиях аллювиальной или дельтовой равнины.

Триасовый этап начался трансгрессией нормального морского бассейна, приведшей к накоплению известняковых и глинисто-алевритистых осадков с богатыми остатками аммонитов и пелеципод. Постепенное обеднение морских ископаемых остатков и появление континентальных толщ в восточном направлении показывает, что нижнетриасовое море проникло на Мангышлак в виде сравнительно неширокого залива, по-видимому, со стороны геосинклинали Кавказа. На западе этот залив полностью охватывал Мангышлакский прогиб, но восточнее, в районе современного хребта Восточный Каратау, морской залив испытывал резкое сужение и проходил только вдоль южного склона прогиба в виде узкой полосы до современного чинка плато Устюрт в районе горы Карамая и, вероятно, еще дальше на восток (по крайней мере, до меридиана Шахпахтинской антиклинали) В северной части прогиба в это время происходило накопление мощных

толщ красноцветных континентальных осадков восточнокаратауской серии (Шлезингер, 1959). К северу и югу от Мангышлакского прогиба морские нижнетриасовые отложения также замещаются красноцветными континентальными образованиями.

Вверх по разрезу сравнительно тонкие морские нижнетриасовые осадки постепенно грубеют и сменяются относительно маломощной толщей красноцветных пород карадуанской свиты среднего триаса, представляющих собой регрессивную серию. Это красноцветные песчаники и глинистые сланцы с многочисленными пачками внутриформационных конгломератов.

Конец среднего или начало верхнего триаса характеризуется новой морской трансгрессией, проникшей на территорию Мангышлака узким заливом также, вероятно, со стороны мезозойской геосинклинали Кавказа. Морской бассейн на этот раз охватил целиком Мангышлакский прогиб, по крайней мере, до современных чинков плато Устюрт в районе горы Карамая, а скорее — до его восточной границы. Соответствующие этому времени мощные отложения акмышской свиты состоят главным образом из известняков, глинистых сланцев и песчаников, местами с обильной, но плохо сохранившейся фауной пелеципод. За пределами Мангышлакского прогиба на соседних с ним территориях породы акмышской свиты или их возрастные аналоги, по-видимому, отсутствуют.

Породы пермской части разреза, а также отложения верхней части нижнего триаса и карадуанской свиты среднего триаса, как указывалось выше, представляют собой в формационном отношении молассовые толщи. Они очень близки по литологической характеристике к толщам, которые формировались с уфимского времени и до нижнего триаса в Предуральском краевом прогибе, с сакмарского века — в области западного погружения Донбасса и в неустановленное ближе время пермского и триасового периодов — в различных внутренних впадинах Южного Тянь-Шаня. Отличием Мангышлакского прогиба от краевых прогибов и других внутренних впалин области герцинской складчатости является то, что здесь в толши типичных моласс вклиниваются породы иных формаций, которые можно отнести к группе миогеосинклинальных. Это зеленоцветная формация глинистых сланцев и алевролитов нижнего триаса и антраконитовая формация карнийского яруса верхнего триаса. Их появление в Мангышлакском прогибе объясняется близостью последнего к Кавказской геосинклинальной системе, которая, после местами проявившейся герцинской складчатости, уже в триасе начала испытывать новые крупные погружения. Связь Мангышлакского прогиба с Кавказской геосинклинальной системой, по-видимому, осуществлялась через поперечную к направлению складчатых систем Каспийскую зону меридионального погружения, которая, судя по палеофаунистическим данным, возникла, по крайней мере, с самого начала перми в какой-то структурной связи с герцинской складчатостью Урала (Яншин, 1945).

Таким образом, в верхнепалеозойское и триасовое время Мангышлакский прогиб был заполнен многокилометровыми толщами преимущественно молассовых отложений. Прогиб представлял собой узкий замкнутый желоб, образовавшийся вдоль системы глубинных разломов. По истории своего развития, набору и возрасту формаций, мощностям отложений и по своему структурному положению он является типичным внутренним прогибом герцинской геосинклинальной области. Подобные прогибы появляются в орогенные (заключительные) стадии геосинклинального развития во время основного этапа складчатости и орогении (Богданов, 1954).

В конце триасовой эпохи (в послекарнийское время) Мангышлакский внутренний прогиб сам испытал интенсивную складчатость и горообразование. Процессы превращения Мангышлакского внутреннего прогиба в складчатое горное сооружение сопровождались образованием крупных

синклинориев и антиклинориев, причем последние испытывали максимальный полъем.

Образованные в конце триаса антиклинории и синклинории в западной части Мангышлакской системы дислокаций наследуют простирание ранее существующего прогиба, т. е. имеют субширотную ориентировку (Каратауский, Тюбкараганский и Беке-Башкудукский антиклинории и Чакырганский синклинорий). Но уже юго-восточное затухание Беке-Башкудукского антиклинория направлено под острым углом к общему направлению Мангышлакского горного сооружения. Далее к востоку все образованные структурные элементы также располагаются под тем или иным углом к общему направлению этого горного сооружения. Можно предполагать, что это отклонение связано с аналогичным направлением структурных линий доверхнепалеозойского складчатого субстрата. Эти линии, по-видимому, были возрождены верхнетриасовой орогенией и привели к образованию структурных элементов, косо расположенных к общему направлению Мангышлакского желоба и возникшего в его пределах горного сооружения. Напротив, в западной части, где структурные линии доверхнепалеозойского субстрата, по-видимому, совпадали с общим направлением Мангышлакской системы дислокаций, возникшие в верхнем триасе структурные элементы не отклонились от этого направления.

Карабаурско-Айбугирский выступ доверхнепалеозойских пород в этот отрезок времени также, по-видимому, был вовлечен в подъем орогеническими движениями, приведшими к образованию здесь ряда крупных структурных элементов. Верхнетриасовая орогения, таким образом, создала из желоба и сопряженного с ним выступа единое горное сооружение.

Одновременно с орогеническими движениями, превратившими Мангышлакский прогиб в горное сооружение, протекали интенсивные процессы складчатости. Верхнепалеозойские и триасовые породы, слагающие прогиб, подверглись интенсивному боковому сжатию. Тангенциальные силы смяли породы в сложную систему крутых складок, осложняющих рассмотренные выше крупные антиклинории и синклинории. Вдоль глубинных разломов, ограничивающих Мангышлакскую систему дислокаций на севере, по-видимому, существовали сдвиговые напряжения (левобоковые). Эти напряжения привели к тому, что общая составляющая сила тангенциального сжатия была ориентирована косо к направлению Мангышлакского прогиба, вследствие чего простирание складок так же отклонилось на 15—20° от общего направления зоны смятия. Таким образом, складчатые движения образовали в породах верхнего палеозоя и триаса системы складок, расположенных под острым углом к общему направлению Мангышлакского горного сооружения.

Наиболее ярко это несовпадение простираний наблюдается в пределах хребтов Каратау, где складки пермских и триасовых слоев отклоняются на 15—20° к юго-востоку от направления Каратауского антиклинория. Не исключено, что в восточной части Мангышлакской системы дислокаций в ряде случаев простирание складок совпадает с направлением антиклинориев или синклинориев, так как последние сами располагаются здесь под некоторым углом к общему направлению Мангышлакского горного сооружения.

По простиранию Мангышлакского горного сооружения от центральных частей к его западному и восточному окончаниям интенсивность складчатых процессов убывала, вследствие чего образованные ими структурные формы становятся проще. Еще резче происходило затухание этих процессов вкрест его простирания от центральной части к периферии.

Анализ разрезов пермских и триасовых пород хребтов Каратау и в меньшей мере территории Восточного Мангышлака показывает, что мощности составляющих их горизонтов не изменяются в зависимости от их положения в структуре. То есть они остаются примерно одинаковыми как

на сводах антиклиналей, так и на крыльях и даже в синклиналях (за исключением описанных выше мелких складок, в ядра которых нагнетался материал). Также не наблюдается каких-либо следов перерыва и несогласия по всему разрезу каратауского комплекса пород. Все это со всей очевидностью свидетельствует, что складчатость в пределах Мангышлакской системы дислокаций произошла после окончания осадконакопления в конце триасового периода и, таким образом, может быть отнесена к постседиментационному типу. Абсолютный возраст складчатости по аутигенным минералам для каратауского комплекса пород района хребтов Каратау определяется в 196,7—186,7 млн. лет, т. е. отвечает верхам триаса (Муравьев и Колесников, 1963).

Значительному тангенциальному сжатию в конце триаса подверглись и породы Карабаурско-Айбугирского выступа. Об этом свидетельствует абсолютный возраст (210—180 млн. лет) 1 аутигенных минералов доверхнепалеозойских пород Карабаурской и Айбугирской антиклиналей. Если в результате этого сжатия в породах каратауского комплекса возникла система линейных складок, то в менее пластичных доверхнепалеозойских породах Карабаурско-Айбугирского выступа, по-видимому, образовались различного типа трещины кливажа и плоские сколы.

Складки, развитые в породах перми и триаса района хребтов Каратау, имеют значительную амплитуду, которая местами составляет 5000 м, а иногда и более. Однако на гравитационном поле эти складки не отражаются. Не получили они отображения и на сейсморазведочных профилях. Сейсморазведочный горизонт, отвечающий кровле доверхнепалеозойских пород, не отражает внутреннего строения верхнепалеозойских и триасовых толщ. Этот горизонт залегает более полого и дает более простые структурные формы, чем дислокации внутри пород верхнего структурного яруса фундамента. Это явление связано с дисгармонией структурных форм верхнего структурного яруса фундамента и поверхности подстилающего субстрата. Дисгармония в дислокациях фундамента, возможно, связана со срывом сминаемой в складки верхнепалеозойской и триасовой толщи по каким-то глубоко залегающим более пологим поверхностям, может быть даже поверхности среднего палеозоя. Верхнетриасовая складчатость, повидимому, не выходила в прогибе за пределы верхнего структурного яруса фундамента. С другой стороны, даже если эти процессы как-то захватывали подстилающие породы среднего палеозоя, последние в силу своей жесткости и некомпетентности были мало благоприятным объектом для образования складчатых форм. В них тангенциальные силы сжатия, вероятно, приводили к образованию различного типа пологих сколов и трещин кливажа. Последние типы деформаций сейсморазведкой не улавливаются, и поэтому сейсморазведочный горизонт, приуроченный к поверхности доверхнепалеозойского субстрата, отражает лишь в сглаженном виде характер залегания этой поверхности.

В формировании внутренней структуры Мангышлакского складчатого горного сооружения, по-видимому, большую роль играли разрывные нарушения. В настоящее время они наиболее полно изучены в районе хребтов Каратау. Вдоль южных склонов хребтов ведущая роль в образовании структуры каратауского комплекса принадлежит крутопадающим надвигам и взбросам. Можно предполагать, что и в развитии других структурных элементов разломы так же принимали активное участие. Анализ разрезов каратауских пород показывает, что разрывные нарушения внутренних зон Мангышлакской системы дислокаций, так же, как и складки, образовались после окончания осадконакопления, т. е. в конце триасового периода. Наиболее поздним проявлением разрывной тектоники явилось образование

 $<sup>^{1}</sup>$  Определения произведены в Лаборатории абсолютного возраста Геологического института АН СССР.

полого Акмышского надвига. Образование его связано с наличием крупных продольных крутопадающих разломов, вдоль которых существовали сдвиговые напряжения. Последние одновременно с продолжавшими существовать силами, сжимавшими Мангышлакское горное сооружение, привели к срыву пород акмышской свиты северо-восточного крыла Шетпинской синклинали и надвиганию их по пологой плоскости уже выработанного рельефа на развитые здесь горизонты триаса юго-восточного крыла Арпалинской антиклинали. Это же время характеризуется и формированием различных направлений трещин кливажа, широко развитых в породах каратауского комплекса. Тогда же образовались и ризличного типа жилы, заполненные кальцитом, кварцем и, реже, баритом, с которыми местами связано слабое оруденение (Pb, Cu, Co).

В конце триасовой эпохи области плащеобразного залегания верхнепалеозойских и триасовых толщ, окружавшие Мангышлакский внутренний прогиб и Карабаурско-Айбугирский выступ, особенно участки непосредственно прилегающих к ним, также подверглись складчатым процессам. Вследствие меньшей интенсивности складчатых процессов образованные в них структурные формы построены неизмеримо проще, чем в Мангышлакской системе дислокаций. Геоморфологически эти области представляли собой слабо расчлененные высоко приподнятые равнины, полого воздымавшиеся к Мангышлакскому горному сооружению.

Таким образом, конец триасовой эпохи являлся исключительно важным рубежом в развитии Мангышлакской системы дислокаций. Это был резкий скачок после длительного эволюционного развития в верхнепалеозойское и триасовое время. Этот скачок характеризуется коренными качественными изменениями как характера процессов, так и образованных ими тектонических форм. Мангышлакский внутренний прогиб и сопряженный с ним Карабаурско-Айбугирский выступ превратился в крупное складчато-глыбовое горное сооружение, дифференцированное на ряд повышенных и пониженных зон, соответствующих антиклинорным и синклинорным структурам.

### ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ

Конец триасового и начало юрского периодов характеризуется одновременно со складчатостью и поднятием длительной денудацией Мангышлакского горного сооружения. Судя по залеганию юрских отложений даже на самых нижних, биркутской и отпанской, свитах каратауского комплекса пород, денудационный срез за это время местами превысил 8 км. По-видимому, такому же длительному воздействию агентов денудации подверглись и прилегающие равнинные области плащеобразного залегания пород верхнего палеозоя и триаса. Однако денудационный срез здесь имел значительно меньшую величину.

Обломочный материал в результате этого среза, вероятно, сносился главным образом к югу и юго-западу, в сторону геосинклинальных областей Копет-Дага и Кавказа, где на значительных площадях в это время происходило интенсивное прогибание.

Начало формирования платформенного чехла, по-видимому, приходится на самый конец триасового периода — рэтский век. Тогда в наиболее погруженных участках равнин, прилегающих к Мангышлакскому горному сооружению, начали накапливаться сероцветные континентальные толщи, обогащенные органическими веществами. Темп прогибания постепенно увеличивался, и в опускавшиеся области вовлекались все новые площади. К югу от Мангышлакского горного сооружения, на месте современной синклинальной зоны «бессточных» впадин, и к северу от него — на месте современного Североустюртского прогиба, наметились крупные зоны опускания, компенсированного мощными толщами континентальных

терригенных пород рэтского и лейасового возраста. В пределах самого Мангышлакского горного сооружения, к этому времени уже значительно снивелированного, протекали интенсивные элювиальные процессы. Они привели к образованию на поверхности складчатого фундамента относительно мощной коры выветривания. Опускания рэт-лейасового времени постепенно захватили и окраинные участки Мангышлакского горного сооружения. Этот захват происходил дифференцированно. Первоначально в прогибание были вовлечены наиболее погруженные участки периферии синклинорных зон, потом их внутренние части, а затем и сопряженные с ними антиклинории, в пределах которых накопился относительно маломощный покров сероцветных континентальных осадков. Лишь небольшие по площади участки наиболее возвышенных частей Мангышлакского горного сооружения не покрывались в этот отрезок времени платформенным чехлом. Такими участками являлись районы современных хребтов Каратау, гор Тумгачи и Карамая, район Карабаурской и Айбугирской антиклиналей. У подножия этих возвышенностей относительно узким бордюром отлагались пестроцветные осадки переотложенной коры выветривания. При удалении от горных сооружений эти осадки быстро замещались сероцветными образованиями. Таким образом, распространение пород ранних стадий формирования платформенного чехла, т. е. первого структурного яруса этого чехла, было подчинено структурному плану, возникшему еще в заключительные стадии геосинклинального этапа развития. Зоны наибольшего прогибания закладывались в районах, испытавших наименьший орогенический подъем. Наоборот, Мангышлакское горное сооружение в это время на большей площади было покрыто относительно маломощным чехлом отложений. Однако и в его пределах намечалась уже унаследованная дифференциация движений. Наиболее погруженные (чаще окраинные) участки синклинориев вовлекались в прогибание, которое компенсировалось относительно мощными толщами осадков, тогда как на антиклинориях они имели небольшую мощность. Наиболее приподнятые их участки в этот отрезок времени оставались областями денудапии.

Интенсивное прогибание рэт-лейасового времени, по-видимому, непосредственно продолжалось в последующие эпохи юры. Со среднеюрского времени западная часть Мангышлакского горного сооружения почти полностью превратилась в область длительной седиментации. В восточной же части лишь наиболее приподнятые участки Карабаурского и Айбугирского антиклинориев оставались участками денудации. В начале среднеюрского времени накапливались преимущественно сероцветные угленосные континентальные осадки. Лишь в конце байосского века на территорию Мангышлакской системы дислокаций с запада проникли первые кратковременные языки эпиконтинентальной трансгрессии, следы которой сохранились в виде прослоев терригенных осадков с морской фауной среди континентальной толщи. В батский век море чаще занимало территорию рассматриваемого региона и все дальше проникало на восток. Однако в отдельные отрезки времени оно вновь отступало, и осадконакопление происходило в континентальных условиях. Все это привело к характерной для батского яруса частой перемежаемости морских и континентальных осадков.

В келловейский век морские условия стали более стабильными. В нижнекелловейское время море достигло восточного окончания Каратауской мегантиклинали, в среднекелловейское время оно проникло еще дальше на восток (по крайней мере, до Акпанской антиклинали), максимальной величины трансгрессия достигла в верхнем келловее. В келловейском бассейне накапливались карбонатно-терригенные осадки с богатой морской фауной. Однако даже в момент максимального распространения верхнекелловейского моря на южной периферии западной части Мангышлакской системы дислокаций и дальше к югу, на территории Южномангышлакского

плато продолжали существовать континентальные условия. Здесь накапливались преимущественно сероцветные угленосные осадки.

В восточной части Мангышлакской системы в келловейский век осадконакопление также происходило в основном в континентальных условиях. Здесь отлагались несколько отличные по генезису преимущественно зеленоватоцветные и пестроцветные глинистые и алевритистые осадки. В целом же в келловейский век в погружение оказалась втянутой вся территория Мангышлакской системы дислокаций, причем Карабаурская и Айбугирская антиклинали, представлявшие до этого области размыва, были покрыты плащом осадочного чехла.

Геоморфологически западная часть Мангышлакской системы дислокаций в келловейский век представляла наиболее пониженную область, занятую морским заливом, входящим со стороны Кавказа и Предкавказья. Здесь происходило накопление относительно маломощных морских осадков. По ее южной периферии и в восточной части системы располагались области орографически значительно более приподнятые. В их пределах происходило накопление различного генезиса континентальных осадков, однако темп прогибания здесь был неизмеримо выше.

Оксфордский век знаменуется новым наступлением морской трансгрессии. Море покрыло, по-видимому, всю территорию западной части Мангышлакской системы дислокаций и прилегающую с юга синклинальную зону «бессточных» впадин. В пределах этого бассейна отлагались преимущественно карбонатные осадки. В восточной части системы в начале оксфордского века продолжали накапливаться в основном континентальные зеленоцветные и пестроцветные глинисто-алевритистые осадки. Морской оксфордский бассейн проник в крайнюю ее восточную часть со стороны юго-восточной Туркмении по Хорезмско-Измаилскому прогибу, вероятно, несколько позже по сравнению с западной частью. Он привел к накоплению сульфатно-карбонатных осадков. Однако, захватил ли он всю территорию Мангышлакской системы дислокаций, остается неясным. Возможно, в ее пентральной части на меридиане Шахпахтинской антиклинали в оксфордский век продолжали существовать условия, близкие к условиям келловейского века, т. е. происходило образование преимущественно континентальных зеленоцветных глинисто-алевритистых осадков.

Анализ как суммарных мощностей отложений средней и низов верхней юры (келловейский и оксфордский ярусы), так и отдельных составляющих их горизонтов, показывает, что Мангышлакская система дислокаций продолжала унаследованное развитие рэт-лейасового этапа, т. е. погребенное Мангышлакское горное сооружение прогибалось менее интенсивно, чем окружающие его синклинальные структурные элементы. Внутри самой системы, так же, как и в рэт-лейасовый этап, антиклинории складчатого фундамента и отвечающие им в современном плане антиклинальные структуры испытывали замедленное погружение по сравнению с синклинориями складчатого фундамента и отвечающими им в современном структурном плане синклинальными структурами (в пределах последних происходило максимальное погружение).

На границе оксфордского и кимериджского веков плавное платформенное прогибание Мангышлакской системы дислокаций сменилось резким подъемом. В этот относительно короткий отрезок времени она вышла из-под уровня моря, и накопившиеся ранее осадки подверглись интенсивным процессам денудации. Особенно большой подъем и соответствующий ему денудационный срез произопел в центральных частях тех структур, которые до этого испытывали наименьшее погружение (Каратауская мегантиклиналь, Тюбеджикская, Беке-Башкудукская антиклинальные зоны и др.). При этом в некоторых из них, как, например, на Тумгачинской антиклинали в районе горы Кунабай, денудационный срез привел к полному уничтожению юрских осадков и выходу на поверхность пород

складчатого фундамента. Денудационный срез этого времени на поднятиях измерялся обычно первыми сотнями метров, но местами, вероятно, достигал 400—500 м. Наоборот, в зонах, которые до этого испытывали максимальное погружение, величина денудационного среза, по-видимому, не выходила за пределы первых десятков метров. Предкимериджские движения привели к сравнительно значительному наклону (единицы, реже первые десятки градусов) юрских пород в зонах их активного проявления и наметили основные черты современного структурного плана. Материалов по окружающим Мангышлакскую систему дислокаций синклинальным зонам для рассматриваемого отрезка времени пока нет, и не исключена возможность, что там осадконакопление на границе оксфордского и кимериджского веков шло непрерывно.

С кимериджского века Мангышлакская система дислокаций вновь была втянута в длительное прогибание. Оно компенсировалось накоплением серии осадков, представляющих новый трансгрессивный цикл. Эта серия легла либо на различные горизонты подстилающих юрских отложений, либо местами даже на породы складчатого фундамента. При этом в сводах антиклинальных структурных элементов между юрскими отложениями и осадками новой трансгрессивной серии наметилось угловое несогласие, местами достигающее 30° (Тумгачинская антиклиналь). Первоначально в погружение были втянуты площади, испытавшие наименьший подъем, и в их пределах отложились наиболее древние горизонты нового трансгрессивного цикла — осадки кимериджского яруса. Прогибание кимериджского века захватило почти всю западную часть Мангышлакской системы дислокаций и привело к погружению ее под уровень морского бассейна, в котором откладывались карбонатные осадки. Оно происходило дифференцированно по плану, унаследованному от предыдущего этапа развития. Максимальная его величина наблюдалась в районе современной Жетыбайской антиклинали. Напротив, сравнительно узкие площади предкимериджских антиклинальных зон не покрывались морем и в их пределах не происходило осадконакопления. Восточная часть системы также, вероятно, не была залита водами кимериджского моря. Площади, не покрытые кимериджскими осадками, по-видимому, являлись пологими снивелированными участками суши, еще не вовлеченными в прогибание. В их пределах денудационные процессы в это время либо совершенно не проявлялись, либо протекали в очень ослабленном виде и не приводили к существенному срезу ранее накопившихся осадков.

Характер развития рассматриваемого региона в титонский век остается недостаточно ясным. Исходя из непрерывности разреза между отложениями кимериджа и валанжина, можно предполагать, что в титонский век существовали условия, близкие к кимериджским. Достоверным является лишь то, что в крайней восточной части Мангышлакской системы дислокаций в прогибание был втянут район Айбугирской антиклинали. Он был покрыт водами морского бассейна, в котором накапливались терригенно-карбонатные осадки.

В валанжинский и готеривские века мелового периода наступление морской трансгрессии продолжалось. Оно привело к отложениям карбонатнотерригенных осадков. Почти вся территория Мангышлакской системы дислокаций была втянута в погружение. Лишь юго-восточная часть Тумгачинской антиклинали еще не покрылась водами моря.

В барремский век, а для восточной части системы в готеривский и, возможно, валанжинский, морские условия сменились континентальными. Это привело к накоплению красноцветных песчано-глинистых осадков.

Антский век характеризовался новым наступлением морской трансгрессии. Вся территория Мангышлакской системы дислокаций была покрыта морем, в котором накапливались преимущественно глинистые осадки. В альбский век продолжал существовать морской бассейн и отлагались

терригенные осадки.

Устойчивый эпиконтинентальный морской режим сохранился и в верхнемеловую эпоху. В сеноманский и первую половину туронского веков, а для восточной части системы и во вторую половину туронского века, отлагались песчано-глинистые, иногда глауконитовые осадки. С верхнего турона или сенона их сменили карбонатные осадки.

Анализ распределения мощностей пород как всей меловой системы, так и составляющих ее отдельных ярусов показывает, что развитие рассматриваемого региона в этот отрезок времени шло значительно менее дифференцированно, чем в юрский период. Так, в меловой период совершенно не проявлялся в качестве поднятия такой крупный структурный элемент, как Каратауская мегантиклиналь. Например, в альбский век район ее современного положения представлял зону наибольшего прогибания Мангышлакской системы. Почти полностью прекратили развитие и другие антиклинальные структуры юрского периода. Мангышлакская система в западной части лишь в целом несколько отставала в прогибании от окружающих синклинальных структурных элементов. Однако это отставание в рассматриваемое время было в несколько раз меньше, чем в предыдущий период истории ее платформенного развития, так как измерялось первыми сотнями метров.

В восточной части Мангышлакская система отставала в прогибании от сопряженных с ней прогибов (Ассакеауданского, Хорезмско-Измаилского, Североустюртского и Барсакельмесского) значительно больше, чем в западной части. Разница в прогибании здесь достигала тысячи метров и более. Слабая дифференциация прогибания наблюдалась и внутри Мангышлакской системы дислокаций. Так, районы центральных частей Беке-Башкудукской и Тюбкараганской антиклинальных зон почти во все отрезки мелового времени являлись участками несколько замедленного погружения по сравнению с окружающими областями.

С сенонского времени более определенно наметилась дифференциация Мангышлакской системы на зоны различной интенсивности прогибания по плану, унаследованному от предыдущих эпох. Особенно эта дифференциация усилилась в конце сенона, когда вновь стало проявляться антиклинальное поднятие хребтов Каратау. В его пределах образовался низменный остров, являющийся слабым источником сноса обломочного материала, который поступал в отлагавшиеся вокруг карбонатные осадки. Еще более резкий орографический элемент в это время представляло юго-восточное погружение Тумгачинской антиклинали в районе урочища Белясень. Здесь в конце мела платформенный чехол был разрушен и обнажились породы складчатого фундамента, которые были источником грубого обломочного материала, поступившего в отлагающиеся поблизости карбонатные осадки.

В датский век дифференциация прогибания еще более усилилась. Район хребтов Каратау представлял в это время более возвышенный остров и поставлял большее количество терригенного материала в отлагавшиеся вокруг карбонатные осадки. По-прежнему возвышенность находилась в районе урочища Белясень, откуда из разрушаемых пород складчатого фундамента поступал грубый обломочный материал. Возможно, что и другие антиклинали в пределах Восточного Мангышлака не покрывались водами моря и подвергались процессам денудации. В восточной части Мангышлакской системы дислокаций осадки датского яруса не отлагались в районе Карабаурской, Шахпахтинской и Айбугирской антиклиналей. Резко замедленный темп погружения испытывал и район Тюбкараганской антиклинальной зоны. В датский век современные антиклинальные структурные элементы либо вышли из-под уровня моря и превратились в островные области денудации, либо прогибались значительно медленнее по

сравнению с сопряженными синклиналями. На развитие структурных элементов накладывалось общее региональное уменьшение величины прогибания с запада на восток. Оно, по-видимому, явилось причиной накопления больших мощностей осадков датского яруса на западной периклинали Каратауской мегантиклинали.

В конце мелового и начале палеогенового периодов большая часть Мангышлакской системы дислокаций вышла из-под уровня моря и превратилась в низменную равнину. В течение всего нижнепалеоценового времени эта равнина слабо возвышалась над уровнем моря, и процессы разрушения ранее накопившихся осадков на ней почти не протекали.

В верхнепалеоценовое время море вновь перекрыло большую часть рассматриваемой территории. Палеоценовый и эоценовый морские бассейны имели типичный эпиконтинентальный характер и в них накапливались преимущественно карбонатные осадки. Максимального размаха палеогеновая трансгрессия, по-видимому, достигла в среднеэоценовое время, когда области суши имели минимальные размеры. Примерно такие же очертания имел морской бассейн верхнеэоценового времени.

В олигоценовое и нижнемиоценовое время намечается резкое углубление дна морского бассейна, особенно по периферии системы и в окружающих ее синклинальных структурах. В этом морском бассейне откладывались преимущественно некарбонатные глинистые осадки. В западной части синклинальной зоны «бессточных» впадин в нижнеолигоценовое время образовался глубокий некомпенсированный осадками прогиб (Столяров, 1961). Только по периферии крайней восточной части Мангышлакской системы дислокаций и в прилегающем Хорезмско-Измаилском прогибе морской бассейн начиная со среднеолигоценового времени стал значительно более мелководнее, и в нем накапливались пестроцветные глинистоалевритистые осадки. Нижне- и среднеолигоценовый морской бассейн имел мелководный характер также на сравнительно небольшой площади современного Чакырганского прогиба в районе урочищ Сартаган и Чакырган. Здесь накапливались различные тппы терригенных осадков, причем обломочный материал поступал из района хребтов Каратау. Вместе с терригенными осадками на этой площади происходило накопление марганцевых руд. Морской бассейн нижнеолигоценового времени имел примерно такие же очертания, как и в верхнероценовое время. В более поздние отрезки олигоденового и в нижнемиоденовое время размеры площадей суши, по-вилимому, существенно расширились.

Палеогеновый период характеризовался еще более дифференцированным развитием Мангышлакской системы дислокаций по сравнению с концом верхнемеловой эпохи. Площади, выведенные из-под уровня моря и представлявшие местные источники сноса, увеличились по количеству и своим размерам. По существу, своды всех крупных антиклинальных зон представляли в это время острова, более или менее возвышавшиеся над уровнем моря. Вокруг них отлагались осадки, обогащенные терригенным материалом. На наиболее крупном участке суши, расположенном на месте современной центральной части Каратауской мегантиклинали, денудация уже к палеоценовому времени вскрыла отложения сеноманского яруса.

Скорость прогибания как для всей палеогеновой эпохи в целом, так и для отдельных ее отрезков в различных структурных элементах резко менялась. В районах современных синклиналей Мангышлакской системы дислокаций и особенно в прогибах, окружающих ее, это прогибание было максимальным, и накопившиеся осадки достигли здесь мощностей в несколько сот метров. В районах антиклинальных структурных элементов, как указано выше, осадконакопления вообще не происходило, и они представляли собой местные источники сноса. Несколько отлична история развития в палеогеновый период района центральной части Тюбкараганской антиклинальной зоны. В течение палеоценового и эоценового времени

он являлся, участком суши, в пределах которой протекали процессы денудации. Эти процессы привели к разрушению ранее накопившихся осадков, вплоть до пород альбского яруса. В олигоценовую эпоху территория Тюбкараганской антиклинальной зоны вновь испытала погружение и покрылась водами моря. Олигоценовые осадки легли на различные горизонты мела с угловым несогласием до 15°.

Район Тумгачинской антиклинали испытал значительно меньшей величины предолигоценовый размыв. В его пределах олигоценовые осадки легли на различные горизонты шорымской и адаевской свит верхнего воцена.

Таким образом, Мангышлакская система дислокаций и сопряженные с ней прогибы в среднеюрско-нижнемиоценовый этап платформенного развития характеризовались сложным планом дифференцированных движений. Распределение мощностей накопившихся за это время осадков показывает, что зоны наибольшего погружения были приурочены к прогибам, существовавшим еще в рэт-лейасовое время. В пределах самой Мангышлакской системы дислокаций отмечается также резкая дифференциация мощностей среднеюрского-нижнемиоценового комплекса пород. Максимальные его мощности обнаружены над синклинориями складчатого фундамента, минимальные — над антиклинориями. Это дает возможность считать, что наибольшее прогибание испытывали зоны, расположенные над синклинориями складчатого фундамента, а минимальное — расположенные над антиклинориями. Наметившиеся зоны пониженных и повышенных мощностей среднеюрско-нижнемиоценовых отложений соответствуют основным структурам современного тектонического плана платформенного чехла Мангышлакской системы дислокаций.

Степень дифференцированности движений в отдельные отрезки среднеюрско-нижнемиоценового времени была различной. Наибольшие изменения мощностей обнаруживают отложения средней и верхней юры, верхние горизонты мела и отложения палеогена. В отрезки времени, отвечающие их накоплению, наиболее отчетливо выделяются площади интенсивного погружения и площади замедленного погружения или слабого подъема. Наибольшей стабильностью мощностей характеризуются отложения мела (кроме верхних горизонтов) и особенно породы аптского и альбского ярусов. В эти отрезки времени дифференциация движений была резко ослаблена, а развитие ряда структурных элементов полностью приостановилось.

Кроме изменения мощностей, связанного с развитием отдельных структур, в пределах Мангышлакской системы дислокаций наблюдаются более общие региональные изменения мощностей, связанные с преобладанием погружений то в восточной, то в западной части этой системы. Так, например, имеет место региональное уменьшение мощностей альбского и датского ярусов в восточной части Мангышлакской системы дислокаций. Наоборот, мощности отложений келловея и неокома в восточном направлевии увеличиваются, а морские слои в этом направлении замещаются преимущественно континентальными образованиями. Резкое региональное увеличение мощностей к востоку испытывают и отложения туронского яруса.

Как уже отмечалось, неравномерное погружение среднеюрско-нижнемиоценового времени на границе оксфордского и кимериджского веков прекратилось и сменилось кратковременным поднятием всей территории Мангышлакской системы дислокаций. Накопившиеся к этому времени осадки подверглись частичному, а местами даже полному размыву. Величина подъема и денудационного среза была неодинаковой. Максимального значения она достигала в зонах, которые испытывали до этого сравнительное замедленное прогибание. Напротив, в зонах интенсивного прогибания подъем и обусловленный им денудационный срез резко уменьшался, а местами, возможно, полностью отсутствовал. Кроме того, кратковременные перерывы в осадконакоплении наблюдались на границе неокома и апта, а также мела и палеогена. Эти перерывы не оказали существенного влияния на структурный план рассматриваемого региона. Интенсивное поднятие предолигоценового времени проявилось на сравнительно ограниченной территории — в пределах Тюбкараганской антиклинальной зоны и, в значительно меньшей мере, на площади Тумгачинской антиклинали.

В конце нижнемиоценового времени вся территория описываемого региона испытала общее, но дифференцированное по величине поднятие, которое привело к денудации и значительному срезу ранее накопившихся осадков. Наибольший подъем испытали площади, которые на протяжении среднеюрско-нижнемиоценового этапа развития являлись зонами наименьшего прогибания. В их пределах при денудации обнажились наиболее низкие горизонты платформенного чехла и в ряде случаев даже породы складчатого фундамента.

Денудационный срез привел здесь к уничтожению многосотметровых толщ ранее накопившихся осадков, а в районе Каратауской мегантиклинали превысил даже 1000 м. Напротив, зоны, испытавшие до этого наибольшее прогибание и имевшие поэтому максимальные мощности платформенного чехла, были вовлечены в значительно меньший по величине подъем. Денудацией в их пределах были затронуты только верхние горизонты платформенного чехла (как правило, не древнее палеогена), а в наиболее прогибавшихся участках сохранились даже осадки нижнего миоцена. Величина денудационного среза здесь измерялась десятками, реже первыми сотнями метров.

Таким образом, анализ интенсивности предсреднемиоценового среза показывает, что структурный план конца нижнемиоценового времени в период региональных воздыманий не испытал какой-либо перестройки и полностью наследовал ранее возникшие в платформенном чехле тектонические элементы. В этот отрезок времени вполне сформировались, по существу, все современные структуры Мангышлакской системы дисложаций и окружающие ее прогибы.

С чокракского времени территория рассматриваемого региона вновь начала погружаться. Однако чокракская трансгрессия захватила лишь крайнюю западную и восточную части Мангышлакской системы дислокаций и ее южную периферию. Лишь в караганское и конкское время большая часть Мангышлакской системы дислокаций и окружающих прогибов покрылась морем. Максимальной величины морская трансгрессия достигла к среднему сармату, когда только несколько небольших останцовых гор в районе хребтов Западный и Восточный Каратау выступали из-под уровня моря.

На границе сарматского и мэотического веков отмечается кратковременный перерыв в осадконакоплении. Мэотическая трансгрессия охватила только западную часть Мангышлакской системы дислокаций и внутренние районы Южномангышлакского прогиба. На границе мэотического и понтического веков произошел новый кратковременный перерыв в осадконакоплении. Понтическая трансгрессия имела большую площадь распространения по сравнению с мэотической трансгрессией. Особенно далеко на восток проник понтический морской бассейн по Североустюртскому прогибу.

Среднемиоценово-нижнеплиоценовые морские бассейны были, вероятно, очень мелководными. В них откладывались преимущественно различного типа карбонатные осадки, часто обогащенные ракушей. Вокруг хребтов Каратау в отдельные отрезки средне- и верхнемиоценового времени сравнительно узкой полосой накапливались пестроцветные континентальные осадки, быстро переходящие при удалении от хребтов в нормальные морские карбонатные осадки. Наличие этого бордюра континентальных образований указывает, что район хребтов Каратау являлся возвышенностью, на которой протекали процессы денудации. Скорость прогибания в неогеновый этап развития значительно уступала скорости прогибания в предыдущие этапы развития платформенного чехла. Вследствие этого в неогене отложились сравнительно маломощные мелководные морские осадки, суммарная мощность которых лишь на мысе Песчаном Южного Мангышлака достигает 240 м. Анализ мощностей неогенового комплекса пород показывает, что все основные структурные элементы среднеюрсконижнемиоценового структурного яруса находят в нем свое отражение, но в значительно более сглаженном виде, причем более мелкие структуры, судя по мощностям осадков, в неогене часто вообще не развивались. Таким образом, и в неогеновый этап развития прогибание также происходило дифференцированно. Осадки максимальных мощностей накапливались в синклинальных зонах среднеюрско-нижнемиоценового структурного яруса. Сюда же первоначально проникали морские трансгрессии, и морские условия здесь сохранялись наиболее длительно. Наоборот, в антиклинальных зонах накапливались осадки минимальных мощностей. Морскими трансгрессиями они покрылись несколько позже, а из-пол уровня моря выходили в первую очередь. Исключение из этой закономерности составляет только западная часть Южномангышлакского плато вдоль побережья Каспийского моря. Здесь можно видеть общее региональное увеличение мощностей неогеновых осадков в юго-западном направлении, в сторону Терско-Каспийского краевого прогиба. Эти осадки почти полностью погребли ранее существовавший здесь среднеюрско-нижнемиоценовый структурный план. Только западные погружения структурных элементов Мангышлакской системы дислокаций продолжали свое унаследованное развитие и в это время. Резко наложенный характер залегания неогеновых осадков вдоль Мангышлакского побережья Каспия вызван вовлечением этого района в прогибание интенсивно формировавшегося в течение неогена Терско-Каспийского краевого прогиба.

С середины понтического века западная часть рассматриваемого региона вышла из-под уровня моря. Вместе с остальной восточной территорией, которая освободилась из-под уровня моря значительно раньше, они превратились в платообразную равнину. Однако она уже тогда была расчленена на ряд пологих возвышенностей и сопряженных с ними понижений, вытянутых в субширотном направлении и отображающих в рельефе соответственно антиклинальные и синклинальные зоны. В последующее плиоценовое время, по-видимому, вплоть до начала акчагыльского века, эта территория испытывала дальнейший сравнительно медленный подъем. Он также протекал дифференцированно и привел к еще большей расчлененности поверхности неогеновых отложений.

Одновременно с общим подъемом в это время начали протекать процессы образования современного рельефа. Среднеплиоценовое время характеризовалось исключительно низким положением области аккумуляции осадков Каспийского бассейна (Луппов, 1963; Милановский, 1963; Сырнев, 1963; Яншин, 1953), который являлся базисом эрозии для западной части Мангышлакской системы дислокаций. Низкое положение базиса эрозии при продолжающемся воздымании Мангышлакской системы способствовало интенсивному проявлению здесь регрессивной эрозии. Первоначально эрозионная сеть прорезала броню относительно плотных известняков неогена и вскрыла под ней различные горизонты подстилающих пород. Интенсивность процессов эрозии, литология подстилающих неогеновый покров пород и структурные формы последних обусловили возникновение невысоких хребтов, куэстовых гряд и разделяющих их долин.

В среднеплиоценовое время и позднее на востоке Мангышлакской системы базис эрозии был расположен значительно выше, чем на западе. Эрозионные процессы здесь начались несколько позднее и имели значи-

тельно меньшую интенсивность. Это привело к тому, что неогеновая броня в восточной части системы была уничтожена на меньшей площади. Последующая верхнеплиоценовая и четвертичная аккумуляция создала здесь пологую нерасчлененную равнину.

Плотная броня неогенового покрова в тех местах, где она сохранилась от полного разрушения, в течение среднеплиоценового — четвертичного времени была все же частично нарушена агентами денудации. На этих площадях возникли главным образом различные формы карстового рельефа — от мелких карстовых воронок до огромных по размерам и глубине бессточных впадин. В образовании последних, кроме карстовых процессов, значительную роль играли и другие агенты денудации (Волчегурский, 1958; Геллер, 1938; Гольц, 1959, 1960; Клейнер, 1961, 1962а, б; Личков, 19276; Макеев, 1933; Сергеев, 1956; Федорович, 1949). Однако значительная территория неогенового плато почти не затронута карстовыми процессами, вследствие чего современный рельеф ее поверхности полностью отражает структуру, созданную тектоническими движениями, проявившимися после выхода рассматриваемого региона из-под уровня моря.

Новейшие морские трансгрессии — акчагыльского и апшеронского веков и четвертичного периода — охватили только окраинные части Мангышлакской системы дислокаций. Воды моря проникали в пониженные участки выработанного к этому времени рельефа. В их пределах отлагались маломощные мелководные морские осадки. В пределах Горного Мангышлака и неогенового плато, кроме того, распространены также сравнительно маломощные их континентальные аналоги, заполняющие понижеяные участки рельефа, известные в пределах Горного Мангышлака и неогенового плато. Суммарная мощность верхнеплиоценовых и четвертичных отложений, как правило, не превышает 100 м. Верхнеплиоценовые и четвертичные породы практически нигде не дислоцированы. Правда, вдоль побережья Каспия в районе Южномангышлакского плато морские четвертичные террасы располагаются несколько ниже, чем на севере в районе п-ова Тюб-Караган и на юге в районе Красноводского плато. Низкое положение этих террас вызвано, по-видимому, прогибанием побережья Каспийского моря в районе Южномангышлакского плато в связи с формированием Терско-Каспийского краевого прогиба. Локальное погружение в верхнеплиоценово-четвертичное время испытал небольшой по площади район Байменского грабена Карабаурской антиклинальной зоны. Таким образом, с верхнеплиоценового времени локальные тектонические движения почти замирают, вследствие чего верхнеплиоценово-четвертичный комплекс пород по окраинам Мангышлака залегает практически горизонтально. Это дает полное основание предполагать, что развитие всех структур Мангышлакской системы дислокаций закончилось в среднеплиоценовое время. Следует думать, что и деформация плоского рельефа неогенового плато происходила в основном в среднеплиоценовый отрезок вре-

Приведенный материал со всей очевидностью показывает длительность и непрерывность формирования структурных элементов платформенного чехла по плану, унаследованному от основных структурных элементов складчатого фундамента. В своем развитии различные однотипные структурные элементы в разные отрезки времени проявляли неодинаковую активность. На протяжении платформенного этапа развития темп формирования структурных элементов неоднократно изменялся. Многие из них в настоящее время имеют наибольшие амплитуды и резкие формы, тогда как на предыдущем этапе они были менее четко выражены, и, наоборот, некоторые структуры, четко выраженные в прошлом, слабо проявлены в современном структурном плане.

## Природа тектонических движений платформенного этапа развития

Приведенные материалы позволяют утверждать, что складчатые и орогенические движения конца геосинклинального этапа развития произошли на территории Мангышлакской системы дислокаций в относительно короткий отрезок времени. Структурные элементы каратауского комплекса пород возникли после их образования и по свому типу являются типичными постседиментационными.

В платформенный этап развития Мангышлакская система, как и другие участки Туранской плиты эпипалеозойской платформы, постепенно была втянута в общее длительное погружение, которое прерывалось сравнительно кратковременными подъемами. В результате этого погружения на поверхности складчатого фундамента накопилась значительная по мощности толща осадков платформенного чехла. В различных горизонтах этой толщи осадков наблюдаются некоторые региональные изменения мощностей и фаций, не связанные со структурными элементами даже первого порядка, но определявшиеся преимущественным развитием опусканий то в западной части, то в южной части всей плиты, т. е. общими «перекосами» ее поверхности. Так, например, в связи с длительно существовавшей меридиональной депрессией Каспийского моря, в западном направлении в чехле Туранской плиты возрастает роль морских фаций. Тектонические движения такого рода мы разбирать не будем.

Одновременно с ними в платформенный этап развития Мангышлакской системы продолжали в резко ослабленном виде свое дальнейшее формирование основные структурные элементы, образованные в конце геосинклинального этапа развития. Тектонические движения, определившие возникновение этих структурных форм в платформенном чехле, А. Л. Яншин · (1948, 1951) выделяет под названием «унаследованных движений». В отличие от складчатости и орогении конца геосинклинального этапа развития, когда тектонические движения явно происходили под влиянием тангенциальных сжимающих усилий (образование складок, надвигов, кливажа и т. д.), в истории развития унаследованных структур мы можем наблюдать и изучать преимущественно вертикальные движения. Возможно, правда, что последние являются производными от тангенциальных сил, продолжавших сжимать Мангышлакский желоб во время платформенного этапа развития. В периоды общего погружения Туранской плиты унаследованные движения осложняли этот процесс и определяли отставание в прогибании Мангышлакской системы дислокаций в целом от прилегающих районов. В отдельные отрезки времени унаследованные поднятия одной или нескольких структур этой системы преобладали над общим прогибанием. Они приводили к прекращению седиментации и размыву ранее накопившихся осадков.

В моменты общих подъемов Туранской плиты унаследованные движения Мангышлакской системы дислокаций резко активизировались, приводя к значительному денудационному срезу ранее накопившихся осадков и угловым несогласиям. Дифференциация Мангышлакского горного сооружения на ряд антиклинориев и сопряженных с ними синклинориев привела к тому, что унаследованные поднятия имели разную интенсивность. Наибольшей амплитуды они достигали над антиклинориями складчатого фундамента, а наименьшей — над синклинориями. Унаследованные движения в рассматриваемом регионе происходили с конца триасового до верхнеплиоценового времени, постепенно ослабевая. Однако их ослабление не является простым затуханием, а имеет сложный характер, зависящий от временного и пространственного проявления этих движений.

Формирование структурного плана платформенного чехла носит следы как длительного эволюционного развития, так и кратковременных скач-

ков — резкой активизации тектонических движений. Эволюционное развитие приурочено в основном к периодам длительного дифференцированного прогибания, приводившего к накоплению осадков различной мощности. В меньшей мере оно проявлялось в сравнительно медленном подъеме относительно небольших по площади зоп. В периоды эволюционного развития движения имели относительно небольшую интенсивность во времени и медленно изменялись по площади от одной структуры к другой.

На фоне этого длительного эволюционного развития отчетливо намечаются относительно кратковременные резкие активизации тектонических движений (скачки). По времени они, по-видимому, не выходили за пределы века. Во время таких скачков рассматриваемый регион испытывал резкий подъем. Скорость этого подъема для отдельных зон превышала в десятки раз скорость движений в эволюционные периоды. Характерной особенностью скачков являлся исключительно высокий темп движения за единицу времени и резкое их изменение по площади от одной структуры к другой. Для рассматриваемого региона намечается три основных скачка. Первый падает на границу оксфордского и кимериджского веков, второй — на границу эоцена и олигоцена и третий — на границу нижнего и среднего миоцена. Последний имел максимальный размах и охватил наибольшую площадь. Он был связан с мощными тектоническими процессами в южном обрамлении Туранской плиты, которые отразились на значительной части ее территории и были резко усилены в отдельных зонах унаследованными движениями. Активизация на границе оксфордского и кимериджского веков имела значительно меньшую интенсивность. Причина этого скачка недостаточна ясна. Возможно, что он проявился на Туранской плите только в пределах Мангышлакской системы дислокаций и был связан с ее унаследованными движениями. Активизация в предолигоценовое время носила чисто местный характер и была связана исключительно с унаследованными движениями на отдельных поднятиях.

Периоды эволюционного развития явились основным фактором образования Мангышлакской системы дислокаций как крупного положительного структурного элемента по отношению к окружающим ее синклинальным структурным элементам. Унаследованные поднятия всей системы способствовали общему ее отставанию в прогибании. За весь платформенный этап развития это отставание привело к тому, что общая мощность осадков в пределах Мангышлакской системы оказалась примерно в 2 или 3 раза меньше, чем в окружающих прогибах. Тем самым замедленное эволюционное прогибание, прерывавшееся кратковременными резкими поднятиями, обусловило превращение Мангышлакской системы дислокаций в крупный положительный элемент современной структуры земной коры. Напротив, амплитуда эволюционного прогибания отдельных структурных элементов, составляющих Мангышлакскую систему, за весь платформенный этап развития измерялась первыми сотнями метров. В кратковременные вспышки резкой активизации движений, особенно на границе нижнего и среднего миоцена, размах поднятий достигал многих сотен метров, а для района Каратауской мегантиклинали превысил тысячу метров. Таким образом, резкие кратковременные активизации тектонических движений явились основным фактором в образовании структурного плана Мангышлакской системы дислокаций. Особенно большое значение они имели для формирования антиклинальных структурных элементов.

Исследователи Мангышлакской системы дислокаций прошлых десятилетий (Алексейчик, 1941; Вялов, 1932, 1933а, б, 1937; Мокринский, 1952) в развитии структурных элементов видели только проявление нескольких фаз складчатости. В. В. Мокринский (1952), основываясь на изучении угловых и азимутальных несогласий на отдельных локальных структурах, пришел к выводу, что складчатые формы, образованные складчатостью различных фаз, имели разные направления, пересекаясь под ост-

рыми углами. Близкую точку зрения развивал и М. И. Соколов (1958). Однако этот вывод оказался ошибочным, так как основывался на чисто местных особенностях развития локальных структур и, как было показано выше, не соответствует действительности.

Вопросы образования и последовательности развития структур платформенного чехла и соотношения их со структурными формами складчатого фундамента для территории Туранской плиты были впервые разобраны А. Л. Яншиным (1948, 1951). Он установил, что при завершении геосинклинального развития в платформенный этап структурные элементы складчатого фундамента не прекратили своего существования, а продолжали дальнейшее длительное развитие. Образовавшиеся формы названы А. Л. Яншиным унаследованной складчатостью или унаследованными дислокациями. Эти дислокации, по его данным, могут быть констатированы в платформенном чехле во всех случаях, когда эпоха его образования была отделена от эпохи складчатости геосинклинальных осадков фундамента сравнительно небольшим перерывом, не превышающим одного — двух периодов. В осадках платформенного чехла, более удаленных по времени образования от эпохи складчатости фундамента, они затухают. Приведенный материал по тектонике и развитию Мангышлакской системы дислокаций полностью подтверждает эти положения. Действительно, здесь начало формирования платформенного чехла отделено от эпохи складчатости и орогении фундамента очень незначительным отрезком времени, не превышающим продолжительности одного-двух веков. Поэтому развитые в платформенном чехле дислокации обладают такими резкими формами и сложным строением. По-видимому, не менее важной причиной разного проявления унаследованных движений являются различия в интенсивности складчатых и орогенических процессов геосинклинального этапа развития, что определяло формы унаследованных дислокаций и длительность их развития.

Кроме того, А. Л. Яншиным (1948) установлено, что унаследованные дислокации достаточно отчетливо проявляются только при сравнительно небольшой мощности платформенного чехла, не превышающей 1—2 км. Если складчатое основание по расколам глубоко погружено, то в отложениях платформенного чехла развиваются дислокации, которые уже не связаны с планом погребенной складчатой структуры, а ориентированы параллельно направлению этих разломов. Рассмотрение материалов по Мангышлакской системе дислокаций также подтверждает это положение. Однако следует отметить, что, как правило, в этих случаях разрывные нарушения, которые определяют структурный план платформенного чехла, унаследованы от разломов складчатого фундамента. Последние являются ведущим фактором в образовании структурных элементов самого фундамента. Итак, структурные формы платформенного чехла и в этих случаях наследуют складчато-разрывные элементы структуры фундамента.

Мангышлакская система дислокаций представляет собой единый тектонический регион. В верхнем палеозое и триасе она входит большей своей частью в состав внутреннего прогиба герцинид, а меньшая ее часть отвечает выступу доверхнепалеозойского фундамента. В конце триасового периода эти структурные элементы превращаются в единое складчато-глыбовое горное сооружение. Интенсивные процессы складчатости и орогении этого времени дали достаточный импульс для унаследованных движений в платформенный этап развития. Унаследованные движения Мангышлакской системы дислокаций являются ведущим фактором в истории ее платформенного развития. Их проявление — одно из отражений в природных условиях основного закона диалектики, закона отрицания отрицания. На этом примере мы видим, как в качественно новом процессе, каким является платформенный этап развития по отношению к геосинклинальному, сохраняются элементы старого процесса развития в виде унаследованных движений.

#### Глава VII

# СООТНОШЕНИЕ МАНГЫШЛАКСКОЙ СИСТЕМЫ ДИСЛОКАЦИЙ СО СХОДНЫМИ СТРУКТУРНЫМИ ЭЛЕМЕНТАМИ ЕВРАЗИИ

П-ов Мангышлак издавна привлекал внимание выдающихся геологов мира как соединительное звено при различных тектонических реконструкциях Европейских и Азиатских горных сооружений. А. П. Карпинский (1883, 1894) считал Мангышлак прямым непосредственным продолжением субширотной полосы Европейских верхнепалеозойских горных сооружений, которые далее на восток через Султануиздаг соединялись им с южными дугами Тянь-Шаня. А. П. Карпинский связывал Мангышлак непосредственно со складчатыми сооружениями Донбасса. Эта точка зрения была отражена и в ряде других сводных работ (Мазарович, 1933; Соболев, 1926; Тетяев, 1938; Stille, 1928, и др.).

В недавнее время взгляды А. П. Карпинского о связи Мангышлака с Донбассом развивались исследованиями А. А. Борисова (1962) и Н. Ю. Успенской (1961). Эти геологи считают, что на юге нашей страны проходит система глубинных разломов, вдоль которых в разное время формировались грабены. В частности, Мангышлаку отвечает грабен, выполненный отложениями перми и триаса. На западе он связан с средне- и верхнекаменноугольным грабеном (вал Карпинского и Донецкий бассейн), а на востоке — с юрскими грабенами Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области.

Существенно иных представлений о природе и структурном положении п-ова Мангышлак придерживался А. Д. Архангельский (Архангельский, 1941; Архангельский, Михайлов и др., 1937; Архангельский и Шатский, 1933; Архангельский, Шатский и др., 1937). Рассматриваемый регион был отнесен им к районам мезозойской складчатости, а структурные элементы Мангышлака непосредственно связывались с дислокациями Туаркыра. Близкая точка зрения вплоть до настоящего времени нашла отражение во многих сводных работах и специальных исследованиях, посвященных тектонике Закаспийских равнин (Брод, 1945, 1947, 1959, 1960; Брод и др., 1962; Казаков, 1957, 1959, 1962а, б, в, 1963; Казаков, Васильев, Широков, 1958; Казаков и Чарыгин и др., 1958; Косыгин, 1952; Луппов, 1952, 1958; Наливкин, 1962; Страхов, 1948; Чарыгин и др., 1963).

Исходя из этой концепции, И. О. Брод (1947) считал, что Мангышлак на западе через равнинные пространства Предкавказья и Степного Крыма связывается с Добруджей, образуя часть погребенного кряжа, возникшего в результате древнекиммерийской складчатости. Близкую точку зрения высказывал позднее и М. П. Казаков (Казаков, 1957; Казаков, Чарыгин и др., 1958), считая, что структуры, аналогичные структурам Мангышлака, надо искать в пределах Манычского прогиба Предкавказья. М. Ф. Мирчинк и другие (1962, 1963), хотя и не относили Мангышлак к

мезозоидам или киммеридам, высказали точку зрения, близкую к мнению М. П. Казакова.

В конце сороковых и в пятидесятых годах А. Л. Яншиным (1948, 1951), а также авторами Объяснительной записки к тектонической карте СССР (Тектоническая карта СССР, 1957) впервые было показано, что п-ов Мангышлак наиболее правильно с точки зрения имевшегося к тому времени фактического материала относить к пермо-триасовому межгорному прогибу, возникшему внутри герцинской складчатой области. Эта точка зрения отражена на изданных тектонических картах СССР, составленных под редакцией Н. С. Шатского (Тектоническая карта СССР, 1953, 1956), тектонической карте СССР, составленной А. А. Богдановым (Тектоническая карта СССР, 1961), на Международной тектонической карте Европы и в ряде исследований других геологов (Гарецкий, 1962; Гарецкий и Шрайбман, 1960; Муратов, 1955; Соловьев, 1962а; Столяров и Шлезингер, 1962; Хаин, 1958, и др.). Как было показано выше, новейший фактический материал и особенно геофизические исследования полностью подтверждают последнюю точку зрения.

История тектонического развития Мангышлакской системы дислокаций показывает, что она не может быть отнесена к мезозойским складчатым сооружениям. Даже в ранних мезозоидах Индокитая, Сикана и Восточного Куньлуня в начале верхнего триаса на обширных пространствах отлагались морские преимущественно терригенные или карбонатные осадки главного этапа геосинклинального развития (Муратов, 1963). Основная фаза складчатости здесь приходилась на норийский век (Постельников и др., 1964). В более поздних мезозоидах Северо-Востока СССР главная стадия геосинклинального развития продолжалась в юрском периоде, а основная складчатость и орогения произошли здесь в конце лейаса, а в некоторых районах даже в конце келловея (Богданов, 1963; Пущаровский, 1960). Начиная с рэтского века в ранних мезозондах и с верхнеюрского времени в поздних мезозоидах начали развиваться внутренние впадины и прогибы, соответствующие заключительной (орогенной) стадии геосинклинального развития. Складчатость и орогения осадков этой стадии геосинклинального этапа соответственно произошла в конце лейаса и в конце мелового периода.

Таким образом, главная стадия геосинклинального развития в мезозоидах доходила во всяком случае до начала верхнего триаса, в то время как в пределах Мангышлакской системы дислокаций она закончилась в конце среднего палеозоя. Заключительная же (орогенная) стадия развития продолжалась в мезозоидах местами до конца лейаса, а местами до середины или даже до конца мелового периода, в то время как в пределах рассматриваемого региона — только до начала верхнетриасовой эпохи. Таким образом, даже в пределах ранних мезозоид геосинклинальное развитие продолжалось значительно позднее, чем в Мангышлакской системе дислокаций.

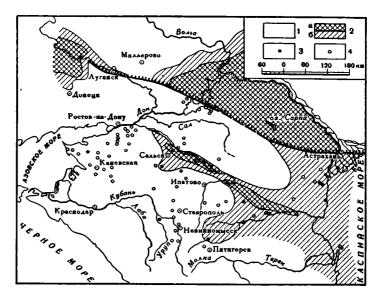
Формационный анализ пермских и триасовых толщ показывает, что Мангышлакский прогиб развивался как один из внутренних прогибов или впадин герцинской складчатой области. Лишь продолжительность развития Мангышлакского прогиба была несколько увеличенной. Если краевой прогиб Урала в своей средней части развивался, по крайней мере, до верхней перми, в южной части — до нижнего триаса, а в северной части — до карнийского яруса верхнего триаса включительно, то Мангышлакский прогиб на всем протяжении, возникнув одновременно с Предуральским, продолжал развиваться до начала верхнего триаса. Длительность развития Мангышлакского прогиба, вероятно, была связана с близостью того же поперечного меридионального Каспийского погружения, которому он был обязан появлением среди молассовых толщ языков формаций миогеосинклинального типа. Кроме того, приведенные выше мате-

риалы показывают, что большие мощности верхнепалеозойско-триасового комплекса пород и его интенсивная дислоцированность сосредоточены в сравнительно узкой зоне Мангышлакской системы дислокаций. Структуры этой зоны не распространяются далеко на юг и не соединяются непосредственно со структурами района Туаркыра. Это дает основание считать, что проявления верхнетриасовой складчатости в пределах Закаспийских равнин были менее значительными, чем предполагал в свое время А. Д. Архангельский, и локализовались в зонах распространения в настоящее время резко выраженных линейных унаследованных дислокаций платформенного чехла. Таким образом, с позиций современного фактического материала отнесение Мангышлакской системы дислокаций к мезовоидам было бы грубой ошибкой.

Приведенные выше материалы показывают, что Мангышлакская система дислокаций слепо кончается на западе под водами Каспийского моря, а на востоке — под аллювиальными осадками низовьев р. Аму-Дарьи. Она не имеет структурных связей ни с палеозойскими сооружениями вала Карпинского и Донбасса на западе, ни с Султануиздагом и Кызылкумскими палеозойскими сооружениями южных дуг Тянь-Шаня. Ее история развития также резко отлична от истории развития этих структурных элементов. В пределах Донбасса и вала Карпинского геосинклинальное прогибание продолжалось до начала нижней перми, а основная фаза складчатости и орогении проявилась не позднее конца нижнепермского времени (Мирчинк и др., 1963). Еще более ранние геосинклинальные прогибания, основную складчатость и орогению испытали южные дуги Тянь-Шаня. Горные породы, слагающие эти складчатые сооружения, являлись жесткой рамой Мангышлакского верхнепалеозойско-триасового прогиба. Он образовался по существу в теле этих структурных элементов. Его замыкание и превращение в складчато-глыбовые горные сооружения произошло позже, чем в пределах Донбасса и вала Карпинского на целый геологический период и позже, чем в южных дугах Тянь-Шаня на два периода.

Неверны и представления исследователей, которые не видят различий между Мангышлакским верхнепалеозойско-триасовым прогибом и Манычским прогибом Предкавказья. Последний действительно расположен на западном продолжении Мангышлакской системы дислокаций. Однако в верхнепермско-триасовое время он испытывал опускание неизмеримо меньшей величины, чем Мангышлакский прогиб. Даже в самых глубоких частях Манычского прогиба мощность краснопветных песчано-глинистых осадков не превышает 2-3 км (Мирчинк и др., 1963). В конце триасового периода он не испытал складчатости и не превратился в горное сооружение. В платформенный этап развития Манычский прогиб представлял собой район наибольшего прогибания, а не относительного поднятия, как Мангышлакская система дислокаций. У западного побережья Каспия (фиг. 72) Манычский прогиб расширяется, а выполняющие его отложения верхней перми и нижнего триаса распространяются за его пределы и занимают практически всю территорию Скифской плиты Предкавказья. На восточном берегу Каспия ему соответствуют в структурном отношении области распространения красноцветных толщ верхнего палеозоя триаса, имеющих плащеобразное залегание. Таким образом, Манычский прогиб представляет собой не продолжение Мангышлакского прогиба, а является западным окончанием области плащеобразно залегающих толш верхнего палеозоя — триаса, широко распространенных в Закаспии и заходящих в тело Скифской плиты в виде узкого раструба вдоль крупных разломов.

Мангышлакская система дислокаций не имеет прямой структурной связи и с Туаркырской системой дислокаций. По породам платформенного чехла их разделяет глубокая синклинальная зона «бессточных» впадин,



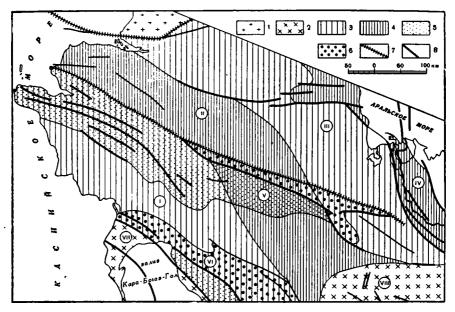
Фиг. 72. Схема распространения пермо-триасовых отложений на территории Скифской плиты Предкавказья. По М. Ф. Мирчинку и др. (1963) 1— области регионального отсутствия пермо-триаса; 2— области регионального распространения пермо-триаса: а— уменьшенной мощности (100—200 м), 6— увеличенной мощности (> 200 м); 3— скважины, вскрывшие пермо-триасовые отложения; 4— скважины, вскрывшие герцинский фундамент и не встретившие пермо-триаса

лишенная линейных унаследованных дислокаций. Мангышлакский верхнепалеозойско-триасовый желоб от одновозрастного Туаркырского грабена отделен довольно широкой полосой слабодислоцированных плащеобразно залегающих пород верхнего палеозоя — триаса. Это позволяет считать, что между Мангышлаком и Туаркыром располагалась область резко ослабленного проявления складчатости конца триасового периода. Имеющиеся геофизические и буровые материалы довольно убедительно показывают, что Туаркырская мегантиклиналь, являющаяся главным структурным элементом одноименной системы, под неогеновым покровом плато Устюрта и Южного Мангышлака огибает с севера залив Кара-Богаз-Гол. Она протягивается здесь в субширотном направлении параллельно дислокациям Мангышлака к берегу Каспийского моря, где быстро затухает (Годин, Луппов и др., 1958; Столяров и Шлезингер, 1962).

Неверными являются и представления ряда исследователей (Борисов и др., 1960; Неволин, 1958а, 1961), связывающие восточную часть Мангышлакской системы дислокаций (Тузбаирскую и Карабаурскую антиклинальные зоны) со структурами п-ова Бузачи. В пределах последнего в породах платформенного чехла выделяется крупное изометричной формы Северобузачинское поднятие.

К юго-востоку непосредственно на его продолжении располагается Кызано-Байчагырская полоса брахиантиклинальных и куполовидных поднятий, протягивающаяся параллельно Мангышлакской системе (Гарецкий, Самодуров и др., 1963).

Таким образом, Северобузачинское поднятие и Тузбаирская и Карабаурская антиклинальные зоны не имеют прямой структурной связи. Отличаются они и резко по своей морфологии. Первая из них имеет округлые, изометричные формы, тогда как последние являются линейными. Район Тузбаирской и Карабаурской антиклинальных зон, действительно, в верхнепалеозойско-триасовое время испытывал значительно от-



Фиг. 73. Схема внутреннего строения складчатого фундамента Мангышлакской системы дислокаций и сопряженных районов. Составили И. С. Вольвовский, Р. Г. Гарецкий, А. Е. Шлезингер, В. И. Шрайб ман

I — Русская платформа; 2 — срединные массивы; 3 — геосинклинальные зоны; 4 — гео-антиклинальные зоны. Области распространения интенсивной триасовой складчатости: 5 — в зонах прогибов, 6 — в пределах выступов; 7 — региональные швы; 8 — разломы. Зоны и массивы: I — Карагиинская; II — Бузачинская; III — Барсакельмесская, IV — Нижнеамударьинская, V — Мангышлакская; VI — Туаркырская; VIII — Карабогазский; VIII — Центральнокаракумский

личное развитие по сравнению с Горным Мангышлаком. Однако они располагались вдоль одной системы глубинных разломов и в конце триасового периода были подвергнуты процессам складчатости и орогении, превратившим их в единое складчато-глыбовое горное сооружение. В платформенный этап Тузбаирская и Карабаурская антиклинальные зоны и Горный Мангышлак испытывали аналогичное развитие и имеют прямую структурную связь. Поэтому они включаются в единую структуру — Мангышлакскую систему дислокаций.

Таким образом, Мангышлакская система дислокаций не имеет прямой связи ни со складчатыми сооружениями Донбасса и вала Карпинского, ни с Манычским прогибом на западе, ни с Туакыром на юге, ни с южными дугами Тянь-Шаня на востоке. Мангышлакская система района центрального Устюрта и Восточного Мангышлака также не соединяется с Северобузачинским поднятием.

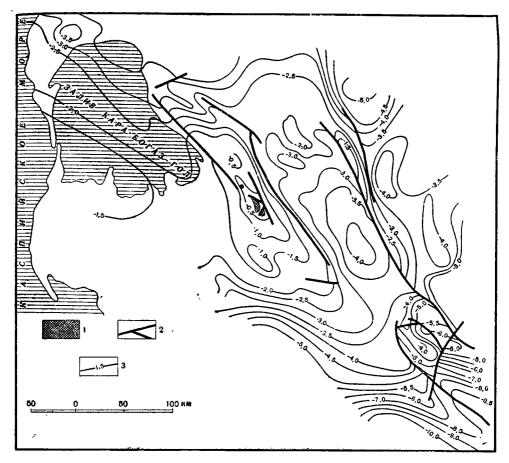
Мангышлакская система по породам фундамента представляет в целом крупный мегантиклинорий, возникший в конце триасового периода. Он расположен внутри более древнего консолидированного субстрата, структурные элементы которого до настоящего времени почти не изучены (фиг. 73). Лишь в восточной части Мангышлакской системы этот субстрат залегает непосредственно под отложениями платформенного чехла. На большей части территории Закаспия доверхнепалеозойский субстрат перекрыт относительно маломощным плащеобразно залегающим чехлом пород верхнего палеозоя — триаса. Но на сравнительно небольших по размерам площадях он прослеживается под поверхностью отложений платформенного чехла в районе Северобузачинского поднятия, Байчагырского гравитационного максимума и Кассарминской антиклинальной зоны,

а также в районе центральной части Ассакеауданского прогиба. К югу от Мангышлакского мегантиклинория и синклинальной зоны «бессточных» впадин располагаются крупные выступы доверхнепалеозойского складчатого фундамента. Это Центральнокаракумский и Карабогазский массивы, сложенные преимущественно кислыми магматическими породами. Между ними проходит крупное складчатое сооружение Туаркыра, представляющее, по-видимому, мегантиклинорий, в пределах которого проявились интенсивные процессы триасовой складчатости и орогении. К западу от Карабогазского массива в Среднем Каспии, возможно, находится еще один массив, сильно погрузившийся в неогеновое время. В крайней восточной части Мангышлакский мегантиклинорий, по-видимому, выклинивается между более древними антиклинорными сооружениями южных дуг Тянь-Шаня.

Мангышлакская система дислокаций не является уникальным структурным элементом земной коры. Она имеет много структурных и формационных аналогов. Это прежде всего Восточноферганский, Карачетырский и Сурмигажский прогибы в Тянь-Шане и Обь-Зайсанский прогиб Алтая. В верхнепалеозойское время эти участки земной коры испытали интенсивное прогибание, компенсируемое осадками различных формаций, характерными для орогенной стадии геосинклинального развития (Миклухо-Маклай, 1963; Резвой, 1959; Синицын, 1960; Хисамутдинов, 1963). В конце верхнего палеозоя, возможно, и в триасе эти прогибы подверглись интенсивным процессам складчатости. Орогенические процессы здесь проявились значительно менее интенсивно, что привело к образованию на месте этих прогибов крупных синклинорных сооружений. В платформенном чехле, перекрывающем эти прогибы, линейные унаследованные дислокации не развиты.

В верхнепалеозойское и триасовое время район Предуральского краевого и периклинального прогибов южного погружения Урала также испытывал интенсивное прогибание, компенсированное мощными толщами преимущественно молассовых осадков (Гарецкий, 1962а, б; Журавлев, 1960; Яншин, 1955, 1962б). Предуральский краевой прогиб был заложен в основном на восточном борту Русской платформы, а периклинальный прогиб Южного Урада — на различных структурных элементах герцинид. В конце нижнего или в среднем триасе накопившиеся в них осадки подверглись интенсивным процессам складчатости, с образованием сложной системы динейных складок. В Предуральском краевом прогибе и в западной части периклинального прогиба Южного Урала, которая развивалась на площади миогеосинклинальной зоны Зилаирского синклинория, эти процессы не сопровождались сколько-нибудь заметной орогенией и не привели к преобразованию его в антиклинорное сооружение. По отношению к структурным элементам Урала и Русской платформы эти прогибы после складчатости стали синклинориями. В платформенный этап развития здесь не проявились унаследованные движения, что привело к практически горизонтальному залеганию отложений платформенного чехла и резко несогласному налеганию его на различные горизонты пород верхнего палеозоя и нижнего триаса, смятых в линейные складки. Последние совершенно не проявляются в отложениях платформенного чехла, хотя он начинается здесь с карнийского яруса верхнего триаса (Копытова, 1963).

В пределах более восточных частей периклинального прогиба южного погружения Урала, развивавшихся на внутренних (эвгеосинклинальных) зонах герцинид, складчатые процессы конца геосинклинального этапа развития, были, по-видимому, более интенсивными. Одновременно с ними здесь протекали и орогенические процессы, приведшие к образованию антиклинорных структурных элементов. В платформенный этап развития на площади периклинального прогиба, заложенного на внутренних зонах уралид, унаследованные движения привели к образованию в платформен-



Фиг. 74. Структурная карта по кровле складчатого фундамента (подошве платформенного чехла) района Туаркырской системы дислокаций

1 — породы фундамента на поверхности; 2 — разломы; 3 — изогипсы

ном чехле пологих дислокаций, унаследованных от структурных элементов складчатого фундамента (Гарецкий, 1962). Таким образом, Предуральский краевой прогиб и Южный периклинальный прогиб Уральской складчатой системы в верхнепалеозойско-триасовое время испытывали близкое к Мангышлакской системе дислокаций развитие. Однако значительно менее интенсивные процессы складчатости и орогении конца геосинклинального этапа развития не могли создать здесь в платформенном чехле такие резко выраженные структуры, какие мы наблюдаем в пределах Мангышлакской системы дислокаций.

В пределах Туаркырской мегантиклинали вдоль ее юго-западного крыла в верхнепалеозойско-триасовое время существовал сравнительно узкий грабен, в котором накапливались мощные толщи грубых моласс. В конце нижнего триаса, а может быть, в более поздние отрезки триасовой эпохи здесь произошли интенсивные процессы складчатости и, вероятно, орогении. По-видимому, эти процессы захватывали и соседние площади, сложенные доверхнепалеозойским субстратом. В платформенный этап развития здесь проявились довольно интенсивные унаследованные движения, приведшие к образованию резко выраженных линейных дислокаций в платформенном чехле (фиг. 74). Таким образом, Туаркырская система дислокаций в верхнепалеозойско-триасовое время представляла в большей своей части выступ доверхнепалеозойского субстрата. В триасовый период

она, как и Мангышлакская система дислокаций, по-видимому, превратилась в крупное складчато-глыбовое горное сооружение. В платформенный этап они испытывали одинаковое развитие.

Структурное сходство с Мангышлакской системой дислокаций до некоторой степени имеют район хребта Большой Каратау в Средней Азии и район Донбасса и вала Карпинского. В среднем палеозое район Большого Каратау представлял типичный миогеосинклинальный прогиб, входивший с юго-востока на северо-запад в виде узкого залива далеко в глубь каледонского складчатого субстрата (Гарецкий, 1962; Макарычев и Пазилова, 1963; Самодуров, 1962). В конце нижнего карбона в его пределах проявились интенсивные процессы складчатости и орогении, превратившие этот прогиб в крупный антиклинорный структурный элемент, который в качестве поднятия продолжал оставаться и в платформенный этап развития.

Район Донбасса и вала Карпинского в течение каменноугольного и, возможно, нижней половины пермского времени также представлял типичный миогеосинклинальный прогиб, развивавшийся в теле Русской докембрийской платформы (Мирчинк и др., 1963; Шатский, 1946; Шатский Богданов, 1961). Его геосинклинальное развитие закончилось не позднее конца нижней перми (Мирчинк и др., 1963). В это время в его пределах с достаточной интенсивностью проявились процессы складчатости и орогении, превратившие этот прогиб в крупный антиклинорный структурный элемент. В платформенный этап развития Донбасс и вал Карпинского продолжали оставаться зоной относительного поднятия, а частные структуры их фундамента отразились в платформенном чехле в виде пологих дислокаций.

Разница заключается в том, что в районе Большого Каратау, Донбасса и вала Карпинского мы имеем дело с отложениями собственно геосинклинального этапа развития (главного его этапа, по М. В. Муратову, 1963), в то время как в пределах Мангышлакской системы дислокаций распространены осадки заключительной (орогенной) стадии геосинклинального развития. В связи с этим перерыв между отложениями фундамента и отложениями платформенного чехла в первом случае является значительно большим (особенно для района Большого Каратау), чем во втором.

В каледонидах Евразии также имеется много структурных элементов орогенного этапа развития. Это прежде всего Минусинская впадина и Тувинский прогиб в Южной Сибири и прогиб Срединной долины Шотландии в Европе (Зайцев, 1957, 1963; Клитин, 1960; Моссаковский, 1964). Однако в отличие от герцинид орогенный этап развития в них растягивается на несколько периодов, обычно включая верхнюю часть нижнего, средний и большую часть верхнего палеозоя. Структурные элементы в них развивались длительно, одновременно с осадконакоплением. Процессы складчатости и орогении рассредоточивались здесь на весь этот длительный этап развития, что затушевывало качественную границу с платформенным этапом развития. Это приводит зачастую к трудности в проведении границы между формациями орогенного этапа развития и платформенным чехлом. Минусинская впадина, Тувинский прогиб и прогиб Срединной долины Шотландии в заключительные этапы геосинклинального (орогенного) развития так и не превратились в складчатые антиклинорные структурные элементы, оставаясь в наступивший платформенный этап развития, в конце палеозоя или в начале мезозоя прогнутыми участками земной коры. Слабое проявление здесь складчатости и орогении конца геосинклинального этапа развития привело к тому, что в платформенном чехле унаследованные движения и связанные с ними структурные формы не наблюдаются.

В пределах мезозоид Северо-Востока СССР в Момо-Зырянской впадине располагается Илинь-Тасская мегантиклиналь, имеющая 300 км в длину в 50—70 км в ширину. Момо-Зырянская впадина, по данным Н. А. Богда-

нова (1963), заложилась в конце верхнеюрской эпохи в юго-западной части Колымского срединного массива. С этого времени и почти до конца мелового периода она испытывала интенсивное прогибание, компенсированное осадками, близкими по составу к сероцветной молассе. Момо-Зыпянская впадина в этот отрезок времени представляла собой типичную внутреннюю впадину мезозоид. Как происходило развитие района Илинь-Тасской мегантиклинали в пределах этой впадины, в настоящее время остается еще недостаточно ясным. Возможно, что в нижнемеловую и особенно в верхнемеловую эпохи она начала отставать в погружении от соседних участков впадины, превращаясь в положительный структурный элемент. Последний в конце мелового — начале палеогенового периодов подвергся процессам складчатости и орогении и превратился в крупное складчато-глыбовое горное сооружение. В платформенный этап развития, охвативший третичное и четвертичное время. Илинь-Тасская мегантиклиналь продолжала существовать как положительный структуртурный элемент, испытывающий слабое воздымание. Таким образом, Илинь-Тасская мегантиклиналь и Мангышлакская система дислокаций, хотя и имели много различий в своем развитии, представляют в структурном и формационном отношении принципиально сходные структурные элементы. И тот и другой прошли орогенный этап развития, являясь межгорными (внутренними) прогибами. Они подверглись достаточно интенсивным процессам складчатости и орогении заключительных стадий геосинклинального развития, давшим достаточный импульс для проявления унаследованных движений в последующий платформенный этап развития.

Строение и развитие Мангышлакской системы дислокаций и сравнение этой системы с близкими по развитию и строению другими структурными элементами Евразии позволяют сделать некоторые общие выводы о пространственных и временных закономерностях проявления унаследованных движений. Структурные формы, ими созданные, унаследованные линейные дислокации платформенного чехла - развиты только на площадях, где протекали интенсивные процессы складчатости и орогении, отделенные от начала формирования платформенного чехла сравнительно небольшим отрезком времени. Особенно отчетливо они проявлялись над прогибами поздних этапов геосинклинального развития, расположенными внутри областей более древней консолидации, превращенных впоследствии в антиклинорные сооружения. Однако антиклинорные сооружения на месте геосинклинальных прогибов возникают преимущественно в главную стадию геосинклинального этапа развития. В заключительные (орогенные) стадии развития антиклинорные сооружения из прогибов практически в пределах герцинид и каледонид не возникали. И в этом смысле Мангышлакский прогиб, после орогенной стадии развития превратившийся в конце триаса в антиклинорное складчато-глыбовое сооружение, является скорее исключением из обычной последовательности структурного развития областей герцинской и каледонской складчатости. Все это приводило к тому, что основные процессы складчатости и орогении геосинклинального этапа развития обычно были отделены от начала формирования платформенного чехла довольно значительным отрезком времени. В пределах герцинид он, как правило, измеряется 1-2 периодами, а в пределах каледонид - 4-5 периодами. Это явилось причиной сравнительно ограниченного проявления унаследованных движений в герцинидах и практически полного их отсутствия в каледонидах.

Действительно, изучая строение чехла плит эпипалеозойских (молодых) платформ, легко можно убедиться, что линейные унаследованные дислокации в пределах погребенных герцинид играют в общем ограниченную роль, а в пределах погребенных каледонид отсутствуют. Так, в пределах Туранской плиты — это Мангышлакская и Туаркырская системы дислокаций, дислокации по западной периферии Мугоджар, в Север-

ном Приаралье и, возможно, Кассарминская и Нижнеамударьинская антиклинальные зоны. В пределах Западно-Сибирской плиты линейные унаследованные дислокации известны лишь вдоль восточного склона Урала. В пределах Скифской плиты, Парижского и Аквитанского бассейнов, обладающих значительно меньшими размерами, они, по-видимому, играют несколько большую роль в строении их платформенного чехла по сравнению с вышеуказанными плитами (Гарецкий, 1962).

Анализ пространственного положения линейных унаследованных дислокаций платформенного чехла показывает, что последние прежде всего соответствуют зонам относительно молодой по возрасту, но интенсивной по проявлению складчатости и орогении. Эти зоны, в той или иной степени унаследованные в платформенном чехле, представляют собой структурные элементы первого порядка. В зависимости от интенсивности процессов складчатости и орогении, а также от времени, которое отделяет эти процессы от начала формирования платформенного чехла, в пределах этих зон унаследованные движения могут протекать по-разному. В зонах молодой интенсивной триасовой складчатости и орогении, аналогичных Мангышлакской системе дислокаций, происходит наследование платформенными движениями не только в целом каждой зоны, но и ее отдельных структур, иногда даже складок третьего порядка фундамента. Напротив, на территории зон менее интенсивной складчатости и орогении или зон, складчатость которых отделена значительно большим промежутком времени от начала формирования платформенного чехла, как, например, в пределах Большого Каратау, наследуется вся зона в целом. Степень дислоцированности платформенного чехла в этом случае резко ослабевает.

Длительность унаследованных движений также связана с указанными выше причинами. Однако даже при максимальном их размахе она не превышает 150—200 млн. лет. Так, в пределах Мангышлакской системы дислокаций унаследованные движения практически прекратились с верхнеплиоценового времени.

Приведенный обзор позволяет считать, что Мангышлакская система дислокаций была районом эпипалеозойской платформы, наиболее благоприятным для проявления унаследованных движений в платформенный этап развития. Образованные здесь дислокации платформенного чехла являются наиболее типичными для этой генетической группы структур. Поэтому Мангышлакскую систему дислокаций можно считать тектонотипом резко выраженных линейных дислокаций чехла молодых платформ.

#### Глава V I I I

## НЕКОТОРЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАНГЫШЛАКСКОЙ СИСТЕМЫ ДИСЛОКАЦИЙ

Основными перспективными видами полезных ископаемых Мангышлакской системы дислокаций и окружающих мезо-кайнозойских прогибов, имеющими первоочередное значение в настоящее время для народного хозяйства нашей страны, являются нефть и газ.

В рассматриваемом регионе скопления нефти и газа приурочены к среднеюрско-нижнемиоценовому структурному ярусу платформенного чехла. Они в подавляющем большинстве случаев связаны с отложениями средней юры и нижнего мела. Перспективность пород рэт-лейаса остается неясной. Однако в целом она должна быть оценена ниже перспективности отложений средней юры — нижнего мела, так как процессы эпигенеза в них проявились значительно интенсивнее (Гарецкий, Дальян и др., 1963), что должно приводить к ухудшению коллекторских свойств пород. Бесперспективными являются породы складчатого фундамента вследствие их значительного уплотнения процессами динамометаморфизма. Маломощный покров среднемиоценово-нижнеплиоценового и верхнеплиоценово-четвертичного структурных ярусов в нефтегазоносном отношении никакого интереса не представляет.

Выходы жидкой нефти и закированных пород среди отложений нижнего мела и юры давно известны в пределах обнаженной части Горного Мангышлака (Айзенштадт и др., 1959; Алексейчик, 1941). Первоначально нефтяные организации сосредоточили поисковоразведочные работы в районах этих выходов. Около десяти лет велись исследования на различных структурах Горного Мангышлака. Глубокое разведочное бурение было проведено на Тюбеджикской и Кусайникской антиклиналях Тюбкараганской антиклинальной зоны и на Кызанской антиклинали п-ова Бузачи. Большой объем крелиусного бурения был проведен в центральной и западной частях Беке-Башкудукской антиклинальной зоны. Хотя на ряде структур из отложений средней юры и нижнего мела были получены слабые притоки нефти и газа, промышленные месторождения найдены не были. Разбуриваемые антиклинали имели относительно сложную форму, были разбиты многочисленной сетью разрывных нарушений, а нефтяные залежи в их пределах были сильно разрушены процессами окисления.

В 1958 г. трест «Мангышлакнефтеразведка» впервые начал бурение на территории южной периферии Мангышлакской системы дислокаций в районах распространения более мощных толщ платформенного чехла. Глубокое бурение было поставлено на Жетыбайской антиклинали, распо-

13 А. Е. Шлезингер 193

ложенной в пределах одноименной структурной террасы. В скважинах под отложениями неокома была обнаружена мощная (до 400 м) толща карбонатно-глинистых пород верхней юры. Разрез верхнеюрских и вышележащих меловых и третичных пород был практически лишен признаков нефти и газа. Напротив, в нижележащих отложениях средней юры было обнаружено несколько десятков нефтяных пластов. Таким образом, первая же структура, введенная в разведку, оказалась крупным нефтяным месторождением. В настоящее время промышленная нефтеносность доказана еще и на Узеньской антиклинали, также расположенной на Жетыбайской структурной террасе южной периферии Мангышлакской системы дислокаций.

Строение Жетыбайского и Узеньского месторождений довольно подробно освещено в геологической литературе (Арансон и др., 1963; Богомолов и др., 1963; Вялова и др., 1963; Дьяков и др., 1961; Есенов, 1962; Козмодемьянский, 1962, 1963; Краев, 1961а, б, 1962; Куприн и др., 1961; Трифонов, 1963; Шалабаев, 1963).

Исключительно высокая перспективность нефтеносности и, возможно, газоносности территории южной периферии Мангышлакской системы дислокаций и Южномангышлакского прогиба определяется длительностью и интенсивностью ее прогибания в платформенный этап развития. Мощность осадков платформенного чехла в образовавшейся здесь глубоко прогнутой синклинальной зоне «бессточных» впадин значительно больше мощности чехла в прилегающей к ней Мангышлакской системе дислокаций. Так же резко сокращаются здесь количество и величины перерывов в осадконакоплении. Мощность основной нефтеносной толщи, приуроченной к осадкам средней юры, увеличивается здесь почти вдвое по сравнению с ее мощностью в центральных районах Мангышлакской системы дислокаций. Исключительно важным условием образования промышленных скоплений нефти на территории южной периферии системы и в синклинальной зоне «бессточных» впадин было распространение в их пределах мощных толщ верхней юры, являющихся в силу своего литологического состава прекрасной покрышкой, препятствующей вертикальной миграции углеводородов.

Благоприятным фактором для скопления и сохранения нефти и газа являлась также простота морфологии, развитых здесь структур. Они представляют пологие поднятия, иногда крупных размеров, почти лишенные разрывных нарушений, что, кроме всего прочего, резко упрощает и удешевляет поисковоразведочные исследования. Таким образом, при оценке перспектив нефтегазоносности рассматриваемого региона следует учитывать три главных фактора: мощности продуктивных толщ средней юры, наличие верхнеюрской покрышки и простоту структурных форм.

Наиболее интересной с этих позиций является западная часть южной периферии Мангышлакской системы дислокаций и Южномангышлакский прогиб, где уже открыты, как упоминалось выше, крупные промышленные месторождения нефти. Здесь отложения средней и верхней юры имеют максимальные мощности (800 м). Первоочередными объектами для поисков нефти и газа следует считать пологие антиклинальные вздутия Жетыбайской структурной террасы. Не менее интересны и структуры внутренней зоны Южномангышлакского прогиба. В ней могут быть обнаружены еще более крупные, возможно, уникальные залежи нефти и газа, связанные с поднятием мыса Песчаного, Карагиинской седловиной и локальными структурами, осложняющими днище прогиба.

В восточной части южной периферии Мангышлакской системы дислокаций и в Ассакеауданском прогибе промышленная нефтеносность и газоносность в настоящее время еще не доказаны. Глубокое бурение, проводившееся на Карабаурской, Хоскудукской и Айбугирской антиклиналях дали пока отрицательные результаты. Это прежде всего связано с полным отсутствием продуктивных горизонтов средней юры на Карабаурской и Айбугирской антиклиналях и значительно сокращенными мощностями ее в пределах Хоскудукской антиклинали (310 м). Кроме того, эти структуры сильно эродированы предсреднемиоденовым срезом (соответственно по альбских, верхнеюрских и сеноманских слоев). Более перспективной является разведываемая сейчас Шахпахтинская антиклиналь, где мощность средней юры возрастает до 450 м, при мощности покрышки келловей — оксфорда до 350 м. Она расположена в аналогичных с Жетыбаем и Узенем структурных условиях на южной периферии Мангышлакской системы дислокаций и имеет большие размеры и простую морфологию. Конечно, в связи с значительно менее мощным разрезом юрских отложений трудно ожидать, чтобы Шахпахтинская антиклиналь приближалась по значению к Жетыбайскому или Узеньскому месторождению. Однако в настоящее время в отложениях юры этой структуры есть признаки газоносного пласта, что дает основание предполагать открытие здесь месторождения газа.

По структурным условиям и истории геологического развития восточная часть южной периферии Мангышлакской системы дислокаций, Ассакеауданской и Хорезмско-Измаилский прогибы принципиально ничем не отличались от южной периферии западной части системы и Южномангышлакского прогиба. Поэтому есть все основания предполагать, что в них также происходило образование промышленных месторождений нефти и газа. Наиболее интересными здесь для поисков крупных месторождений нефти и газа являются днища этих прогибов. В настоящее время в пределах Ассакеауданского и Хорезмско-Измаилского прогибов и на разделяющих их седловинах обнаружено много поднятий различного размера, амплитуды и морфологии, которые являются первоочередными объектами для подготовки к глубокому разведочному бурению.

Менее ясным для прогнозов на нефть и газ являются северная периферия Мангышлакской системы дислокаций и сопряженная с ней область Южнобузачинского, Североустюртского и Барсакельмесского прогибов. В западной части этой области может оказаться перспективной полоса погруженных структур Северомангышлакской низменности, осложняющих северное крыло Каратауской мегантиклинали. Восточнее этой полосы представляет интерес северный опущенный блок Карабаурской флексурно-разрывной зоны. Вдоль нее происходит резкий перепад мощностей юрских отложений, измеряемый многими сотнями и даже на некоторых участках более чем тысячей метров. Здесь можно ожидать открытие вдоль разломов экранированных залежей. Наибольшее значение для поисков нефти и газа к северу от Мангышлакской системы дислокаций имеет, по-видимому, район Аламбекского поднятия, осложняющий центральную часть Барсакельмесского прогиба. Это крупных размеров структура меридионального простирания, имеющая сравнительно простую морфологию и лишенная разрывных нарушений. Мощность отложений юры здесь, по данным сейсморазведки, достигает 1000—1500 м, из которых на продуктивные горизонты средней юры падает, вероятно, 500—600 м, а на покрышку келловейского яруса — 350 м. Это поднятие в настоящее время введено в глубокую разведку, и в одной из скважин получен из отложений средней юры мощный газовый фонтан (Акрамходжаев и Федотов, 1963; Васильев, Зубов, Тхостов, 1963).

С ростом в рассматриваемом регионе энергетической базы резко увеличивается потребность получения достаточного количества воды. Поиски воды и особенно выявление пригодной для питья воды является одной из проблем, требующих скорейшего решения.

В настоящее время п-ов Мангышлак и прилегающие районы плато Устюрт крайне бедны водой. Наибольшее количество водопунктов приурочено к хребтам Каратау. Вода здесь связана с поверхностной трещиноватостью пермских и триасовых пород, совершенно пресная и вполне пригодна для питья. Хребты Каратау представляют собой как бы огромную губку, которая втягивает атмосферные воды. Вода в каратауском комплексе пород содержится только близ современной поверхности. За пределами хребтов, там, где породы каратауского комплекса перекрываются платформенным чехлом, трещиноватость их резко уменьшается, и они практически воды не содержат. Вследствие этого бурение для поиска воды в пермских и триасовых породах за пределами хребтов Каратау бесцельно и положительных результатов дать не может. Воды в каратауском комплексе пород обладают прекрасными вкусовыми качествами, однако из-за незначительной площади их распространения и небольших дебитов эти воды позволяют удовлетворить только местные нужды. Дальнейшая интенсификация этого водоносного комплекса может идти только за счет постройки различного типа гидротехнических сооружений для накопления и сохранения воды.

Более широкое распространение имеют водопункты, связанные с отложениями среднего и верхнего миоцена. Однако приуроченные к ним воды чаще всего соленые и солоноватые. Дебиты этого водоносного комплекса незначительные. Вода может быть использована главным образом для технических нужд.

Наибольший интерес представляет водоносный комплекс, связанный с отложениями альба и сеномана. Эти отложения в западной части Мангышлакской системы дислокаций в современном срезе имеют широкую площадь выходов. На востоке породы альба и сеномана широко распространены под неогеновой поверхностью. В естественных выходах этот комплекс пород, как правило, или совсем лишен воды, или с ним связаны очень малодебитные родники и колодцы. Но при погружении слоев водоносность пород резко возрастает. В настоящее время из скважин с глубины несколько сот метров получены высокодебитные артезианские воды, которые могут удовлетворить любые потребности народного хозяйства. На большей части площади своего распространения эти воды связаны с отложениями альба и сеномана и являются солеными, реже — солоноватыми, пригодными только для технического использования.

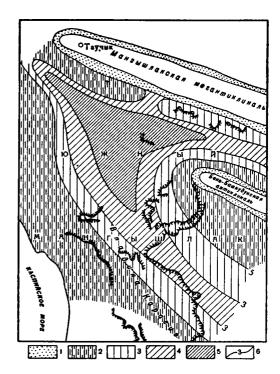
В непосредственной близости к выходам водоносных пород на дневную поверхность наблюдаются, по данным К. Ф. Орфаниди (1962), очень пестрые гидрохимические условия. Слабоминерализованные воды здесь приурочены к локальным участкам. В общем же вдоль выходов альб-сеноманских пород в пределах Горного Мангышлака распространены соленые воды. По мере удаления от выходов пород на 6—8 км минерализация вод уменьшается до 2-3 г/л, а затем снова резко увеличивается до 10 г/л. Столь сложное соотношение минерализации вод и глубины их залегания объясняется палеоклиматическими условиями формирования химического состава артезианских вод, что подробно разобрано К. Ф. Орфанили (1962).

В настоящее время узкая полоса площади сравнительно небольшой протяженности с пресными водами обнаружена в районе пос. Уланак по южному склону Каратауской мегантиклинали. Значительно больших размеров площадь распространения сравнительно слабо минерализованных вод разведана на западной периклинали Беке-Башкудукской антиклинальной зоны и в западной части южного крыла Каратауской мегантиклинали. Дальнейшие поисковые работы на пресные воды следует ориентировать на обнаружение как локальных участков вдоль современных выходов альб-сеноманских пород, так и на обширные площади, приуроченные к более погруженному залеганию этих слоев (фиг. 75). Эта работа трудоемкая и требует значительного объема бурения. Наиболее перспективной областью для поисков новых площадей развития пресных или слабо минерализованных вод являются крылья Каратауской мегантиклинали,

где могут быть обнаружены еще значительные их запасы. При правильном использовании подземные воды Мангыпилака могут полностью удовлетворить нужды быстро развивающегося здесь народного хозяйства.

В пределах Мангышлакской системы дислокаций известны многие другие виды полезных ископаемых. С породами верхнего структурного яруса складчатого фундамента, развитыми хребтах Каратау, связаны месторождения и проявления меди, железа, свинца, кобальта, барита и горного хрусталя (До-1948; марев, 1938, Каримов, 1955; Мнушкин, Хайрутдинов, 1961, 1962). Произведенные исследования на эти виды полезных ископаемых показали, что большого практического значения они в настоящее время не имеют.

В отложениях нижнего олигоцена в Чакырганском прогибе содержатся несколько пластов марганцевых руд (Круг, 1927). Детальная разведка этого месторождения В. В. Пономаревым установила большие запасы марганцевых руд. Однако они имеют низкое качество в связи о



Фиг. 75. Карта минерализации вод. По К. Ф.Орфаниди (1962)

I — выходы нижнемеловых отложений; 2 — площадь распространения вод с минерализацией от 5 до 8  $\epsilon/\alpha$ ; 3 — то же, от 3 до 5  $\epsilon/\alpha$ ; 4 — то же, от 2 до 3  $\epsilon/\alpha$ ; 5 — то же, от 1,7 до 2  $\epsilon/\alpha$ ;  $\epsilon$  — изолинии минерализации вод

имеют низкое качество, в связи с чем эксплуатация их в настоящее время нецелесообразна.

К отложениям средней юры приурочено несколько пластов бурого угля, образующих в пределах Горного Мангышлака ряд месторождений (Мокринский, 1937, 1939, 1952). Наиболее крупное из них, расположенное в районе пос. Таушик, эксплуатировалось в конце тридцатых годов. Однако трудность транспортировки бурого угля привела вскоре к консервации этого месторождения. По-видимому, бурые угли Горного Мангышлака имеют в настоящее время чисто местное значение.

С отложениями альбского, сеноманского и туронского ярусов связано несколько пластов желваковых фосфоритов (Баярунас, 1911а; Курбако. 1932; Смирнова, 1941). В связи с низким содержанием в них  $P_2O_5$  они не представляют практического значения. Значительно больший интерес представляют фосфориты геосинклинального , типа, обнаруженные Ю. А. Петраковичем (1937) в отложениях акмышской свиты верхнего триаса в хребте Каратаушик. К сожалению, этот тип фосфоритов до настоящего времени специально никем не исследовался. В связи с резким разворотом поисково-разведочных работ на химическое сырье, фосфориты каратауского комплекса пород Горного Мангышлака заслуживают специального исследования. В отложениях среднего миоцена встречены проявления целестина и барита в виде отдельных конкреционных включений (Баярунас, 1931; Драгунов и Котченков, 1953). По-видимому, из-за рассеянного распространения конкреций этот вид полезных ископаемых большого значения не имеет.

А. Е. Ферсманом (1919, 1926), а впоследствии И. И. Боком (1944), Ш. Баталовой и другими (Баталова и др., 1962) указывалось на присутствие на п-ове Мангышлак бентонитовых глин. Они связаны с корой выветривания каратауского комплекса пород, пестропветными отложениями нижней юры и с пепловыми прослоями в мергелях шорымской свиты верхнего эоцена. Специально этим видом полезного ископаемого никто не занимался. В связи с развивающейся на п-ове Мангышлак промышленностью бентонитовые глины заслуживают специальных исследований, особенно вдоль подножия хребтов Каратау, где развиты доюрская кора выветривания и отложения нижней юры, в которых открытие промышленных месторождений этого вида сырья наиболее вероятно.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ структурного положения и развития Мангышлакской системы дислокаций показывает, что в ее образовании основную роль сыграли глубинные разломы, протягивающиеся от Каспийского моря на западе до р. Аму-Дарьи на востоке. Вдоль них в верхнепалеозойское и триасовое время существовал глубокий узкий желоб и сопряженный с ним выступ доверхнепалеозойского субстрата.

По истории развития, набору и возрасту формаций, мощностям, структурному положению Мангышлакский прогиб является типичным внутренним прогибом герцинской складчатой области. От краевых прогибов и других внутренних прогибов и впадин герцинид он отличается тем, что в выполняющие его типичные молассы вклиниваются отложения миогеосинклинальных формаций. Их появление, вероятно, объясняется близостью Мангышлакского прогиба к Кавказской геосинклинали. Связь между ними, по-видимому, осуществлялась через Каспийскую зону меридионального погружения.

В конце триасового периода Мангышлакский желоб и сопряженный с ним выступ превратились в крупное складчато-глыбовое горное сооружение. Вдоль глубинных разломов, ограничивающих Мангышлакское горное сооружение на севере, по-видимому, проявились левобоковые сдвиговые напряжения. Благодаря им направление общей составляющей силы тангенциального сжатия было ориентировано косо к направлению этого горного сооружения. Поэтому простирание складок отклонилось под ост-

рым углом (15-20°) от общего направления зоны смятия.

В конце триасового и начале юрского периодов Мангышлакское горное сооружение подверглось длительной и интенсивной депудации. Начало формирования платформенного чехла, по-видимому, приходится на самый конец триасового периода — рэтский век. С этого времени рассматриваемый регион, как и другие участки Туранской плиты, был втянут в общее длительное погружение, которое прерывалось сравнительно кратковременными подъемами. Одновременно с общим прогибанием в платформенный этап продолжали в резко ослабленном виде свое дальнейшее формирование основные структурные элементы, возникшие в конце геосинклинального этапа развития. Тектонические движения, определившио возникновение над ними структурных форм в платформенном чехле, А. Л. Яншин выделяет под названием «унаследованных движений». Структурный план платформенного чехла Мангышлакской системы носит следы как длительного эволюционного развития, так и кратковременных скачков резкой активизации тектонических движений. Периоды эволюпионного развития в основном обусловили возникновения Мангышлакской системы дислокаций в целом как крупного положительного структурного элемента по отношению к окружающим ее прогибам. Резкие кратковременные активизации (особенно на границе нижнего и среднего миоцена) определили внутренний структурный план этой системы дислокаций.

В платформенном чехле выделяются четыре структурных яруса, различные по тектоническим условиям осадконакопления и обычно разделенные перерывами и угловыми несогласиями. К первому структурному ярусу относится континентальная сероцветная аргиллитовая формация рэт-лейаса. Она достигает 2 км в прогибах к северу и к югу от Мангышлакской системы, но в виде плаща значительно меньшей мощности проникает далеко в глубь этой системы. Ко второму структурному ярусу принадлежат разнообразные в формационном отношении породы средней и верхней юры, мела, палеогена и нижнего миоцена. Во время их отложения то более, то менее интенсивно продолжалось конседиментационное развитие структур, которое резко усиливалось в моменты общих поднятий. К третьему структурному ярусу принадлежит глинисто-карбонатная формация среднего, верхнего миоцена и нижнего плиоцена. Она залегает несогласно на отложениях от нижнего миоцена до триаса, причем породы этой формации образуют пологие структуры. К четвертому ярусу принадлежат практически недислоцированные отложения верхнего плиоцена и четвертичной системы.

Пространственное положение линейных унаследованных дислокаций чехла эпипалеозойских платформ показывает, что они прежде всего соответствуют зонам относительно молодой по возрасту, но интенсивной по проявлению складчатости и орогении. Эти зоны, в той или иной степени унаследованные в платформенном чехле, представляют собой структурные элементы первого порядка.

Мангышлакская система дислокаций отличается от других районов Туранской плиты резкой выраженностью развитых в ней структурных форм. Она может считаться тектонотипом резко выраженных линейных дислокаций чехла молодых платформ.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Айзенштадт Г. Е.-А., Трифонов Н. К., Черепанов Н. Н. Основные проблемы нефтегазоносности Западного Казахстана. — Сов. геол., 1959, № 9.
- Акрамходжаев А. М., Федотов Ю. А. О нефтегазоносности Каракалпакии.— Узб. геол. журн., 1963, № 4.
- Акрамходжаев А. М., Федотов Ю. А., Минакова Н. Е. и др. Геология **п** некоторые вопросы нефтегазоносности Каракалпакии. Ташкент, Изд-во АН **УзбССР, 1962.**
- Акулов В. В. Геология дельты реки Аму-Дарьи.— Труды Ташкент. ун-та, 1960, вып. 175, кн. 18.
- Алексейчик С. Н. Тюбеджикский нефтеносный район. Полуостров Мангышлак, Казамская ССР. — Труды Нефт. геолого-развед. ин-та, серия А, 1936, вып. 86.
- Алексейчик С. Н. Проблема нефтеносности полуострова Мангышлак.— Нефт. хоз-во, 1937, № 8.
- Алексейчик С. Н. О нахождении каменноугольных пород на Мангышлаке. Докл. AH CCCP, 1940, 28, № 4.
- Алексейчик С. Н. Геологическое строение и нефтеносность полуострова Мангышлак. — Труды Нефт. геолого-развед. ин-та, 1941, вып. 16.
- Алексина И. А. Осадки и рельеф подводного склона восточного побережья средней части Каспийского моря. В кн. «Геологическое строение подводного склона Каспийского моря». М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Али-Заде А. А. Ачкагыл Туркменистана, т. І. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Андрусов Н. И. О геологических исследованиях в Закаспийской области, произведенных в 1887 г. - Труды Арало-Каспийской экспед., 1889а, вып. 6.
- Андрусов Н. И. Замечание о миоцене Прикаспийских стран. Изв. Геол. ком., 1889б, 18, № 12.
- Андрусов Н. И. Краткий геологический очерк полуострова Тюб-Карагана и Горного Мангышлака. В кн. «Отчет по геологическому исследованию фосфоритовых залежей», т. 3. М. 1911 (Труды Комисс. Моск. с.-х. ин-та по исслед. фосфоритов, серия 1).
- Андрусов Н. И. Отчет о геологической поездке на Мангышлак летом 1907 г.— Труды СПб. об-ва естествоисныт., отд. геол. и мин., 1912, 35, вып. 5.
- Андрусов Н. И. Материалы для геологии Закаспийской области, ч. 2. Мангышлак.— Труды Арало-Каспийской экспед., 1915, вып. 8.
- Андрусов Н. И. Конкский горизонт (фоладовые пласты).— Труды Геол. и мин. музея АН, 1917а. 2, вып. 6.
- Андрусов Н. И. Понтический ярус. Изд. Геол. ком., 1917б. (Геология России, т. 4, Неоген, ч. 2. Плиоден, вып. 2).
- Андрусов Н. И. Нубекуляровые желваки среднего сармата Мангышлака и Крыма. — Труды Геол. и мин. музея АН, 1923, 3, вып. 1.
- Арабаджи М. С., Васильев Ю. М., Мильничук В. С. Новые данные о рельефе складчатого основания Устюрта в связи с перспективами его нефтегазонос-ности.— Нефтегаз. геол. и геофиз. 1963, № 2. Арансон В. Е., Балашов Е. Т., Берман С. А. и др. К проекту промышленной разведки Жетыбай и Узень.— Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед.
- ин-та., 1963, вып. 218.
- Архангельский А. Д. Предварительный отчет о геологических исследованиях в низовьях Аму-Дарьи (лист 1-ый ряда IV и листы 1-ый и 2-ой ряда V десятиверстной карты Туркестана).— Изв. Геол. ком., 1914, 33, № 6.
- Архангельский А. Д. Обзор геологического строения Европейской России и прилежащие части Азии, т. І, вып. 2. Л., Изд. Геол. ком., 1926.
- Архангельский А. Д. Геологические исследования в низовьях Аму-Дарьи (лист 1-ый ряда IV, лист 1-ый ряда V и юго-западная часть листа 2-го ряда V десятиверстной карты Туркестана). - Труды Глав. геологоразвед. упр., 1931, вып. 12.

- Аржангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. І, Изд. З. М.— Л., Гостоптехиздат, 1941.
- Архангельский А. Д., Михайлов А. А., Федынский В. В. и др. Геологическое значение аномальной силы тяжести в СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., .1937, № 4.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР.— Бюлл. МОИП, 1933, 11, вып. 4.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В. и др. Краткий очерк геологической структуры СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Архипов А. Я., Вйноградова К. В. К стратиграфии юрских отложений Прикарабогазской депрессии. В кн. «Геология и нефтегазоносность юга СССР». М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Астафьева Л. Ф. Структурно-геологические особенности миоценового покрова и их отражение в рельефе увала Карабаур (Центральный Устюрт).— Труды Союзн. геологопоиск, конторы, 1961, вып. 2.
- Астахова Т. В. Исторический обзор установления возраста пород хребта Каратау на Мангышлаке.— Вестн. Ленингр. ун-та, № 18, серия геол. и геогр., 1956а, вып. 3.
- Астахова Т. В. К вопросу о стратиграфическом положении слоев с Doricranites.— Докл. АН СССР, 1956б, 111, № 5.
- Астахова Т. В. Фаунистические зоны нижнего триаса Мангышлака. В кн. «Сборник статей молодых научных сотрудников Ленинградских геологических учреждений АН СССР», вып. І. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1958.
- Астахова Т. В. Новые данные о стратиграфии триаса Мангышлака.— Труды Всес. науч.-исслед. геологоразвед. нефт. ин-та, 1960а, вып. 29.
- Астахова Т.В. Новые раннетриасовые цератиты Мангышлака. В кн. «Новые виды древних растений и беспозвоночных», ч. 2. М., Госгеолтехиздат, 1960б. Астахова Т.В.О новом семействе нижнетриасовых цератитов.— Докл. АН СССР,
- 1960в, 131, № 4.
- Астахова Т. В. О палеогеографии триасового периода на Мангышлаке и Туаркыре. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1962, 37, вып. 6.
- Астахова Т. В., Корженевский Б. А., Кузнецов С. С. Стратиграфия, фации и условия залегания перми и триаса на хребте Каратау на полуострове Мангышлак.— Автореф. науч. трудов Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. **ин-та, 1959, вып. 19.**
- Бабаев А. Г., Федотов Ю. А. К проблеме пермотриаса Западного Узбекистана.— Докл. АН УзбССР, 1960а, № 8.
- Бабаев А. Г., Федотов Ю. А. Структурно-тектонические предпосылки нефтегазоносности Каракалпакии. — Узб. геол. журн., 1960б, № 5.
- Бабаев А. Г., Жуковский Л. Г., Зорькин Я. М. и др. Типы разрывных нарушений и их роль в формировании структурного плана Западного Узбекистана.— Новости нефт. и газ. техники, геол., 1962, № 3.
- Барбот де Марни Н. П. Через Мангышлак и Устюрт в Туркестан. Дневник геологического путешествия, изданный после смерти автора под ред. проф. А. А. Иностранцева и Н. И. Андрусова. Труды Арало-Каспийской экспед., 1889, вып. 6.
- Бархатова Н. Н. Новый выход палеоцена и нижнего эоцена на Мангышлаке.— Вестн. Ленингр. ун-та, 1961, № 24, серия геол. и геогр., вып. 4.
- Батталова III., Воскобойников М. Е., Ликерова А. А. Бентонитовые глины Мангышлака.— Вест. АН КазССР, 1962, № 10(211).
- Баярунас М. В. Геологическое описание фосфоритоносных отложений в западной части полуострова Мангышлака. В кн. «Отчет по геологическому исследованию фосфоритовых залежей», т. 3. М., 1911а (Труды Комис. Моск. с.-х. ин-та по исслед. фосфоритов, серия 1).
- Баярунас М. В. О присутствии на Мангышлаке нижнего триаса.— Изв. Акад. наук, серия 6, 1911б, № 5.
- Баярунас М. В. Предварительный отчет о геологических исследованиях в степной части Мангышлакского уезда в 1910 г. — Изв. Русск. геогр. об-ва, 1911в, 47, вып. 6.
- Баярунас М. В. Бессточные впадины Южного Мангышлака.— Изв. Русск. геогр. об-ва, 1917, 53, вып. 1—7.
- Баярунас М. В. К геологии Карабугаза. Изв. Всес. геологоразвед. объедин... 1932а, 51, вып. 50.
- Баярунас М. В. Карасязь-Таспасская антиклиналь.— Изв. Всес. геологоразвед. объедин., 1932б, 51, вып. 95.
- Баярунас М. В. Богатства Мангыстау и перспективы их использования. Нар. хоз-во Казахстана, 1936а, № 11-12.
- Баярунас М. В. Возраст слоев с Doricranites.— Изв. АН СССР, серия геол., 1936б, № 4.
- Белоусов В. В. Общая геотектоника. М.— Л., Госгеолиздат, 1948.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2. М., Госгеолтехиздат, 1962. Бененсон В. А. Перспективы нефтегазоносности нижнемеловых отложений Север-

ного Прикаспия. В кн. «Геологическое строение и нефтегазоносность Мангышлака». Л., Гостоптехиздат, 1963.

Богданов А. А. Тектоника западной части центрального Казахстана. — Сов. геол., 1954, сб. 41.

Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и восточ-

ной Арктики.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 99. Богомолов А. И., Панина А. И., Андреева Л. Г. Особенности химического состава нефти Южного Мангышлака. Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1963, вып. 218.

Богородский С. М., Кравчук В. П., Черняховский А. Г. Нижне-средне-миоценовый элювий Устюрта. В кн. «Кора выветривания», вып. 5. М., Изд-во

AH CCCP, 1963.

Бок И. И. Поглощающие глины и возможности их нахождения и использования в

Казахстане.— Изв. Казах. фил. АН СССР, серия геол., 1944, № 2—3. Бок И. И., Мнушкин Л. Б., Хайрутдинов Д. Х. К вопросу о тектонике горных сооружений полуострова Мангышлак. — Изв. АН КазССР, серия геол., 1953, № 124, вып. 17.

Борисов А. А. О некоторых особенностях глубинной структуры платформенных территорий Советского Союза.— Сов. геол., 1962, № 1.

Борисов А. А., Васильев В. Г., Жуковский Л. Г. и др. Очерки геологического

строения и нефтегазоносность Средней Азии. М., Гостоптехиздат, 1960. Борисов А. А., Дикенштейн Г. Х., Кравченко Н. Е. и др. Основные черты тектоники Каспийского моря и прилегающих районов суши.— Геол. нефти и газа, 1962, № 12..

Брод И. О. Об основных структурных элементах и перспективах нефтегазоносности южной окраины Европейской части СССР.— Докл. АН СССР, 1945, 49, № 7. Брод И. О. О структуре и перспективах нефтегазоносности южной окраины Евро-

пейской части СССР.— Сов. геол., 1947, сб. 13.

Брод И. О. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Прикарабогазья. В кн. «Проблемы комплексного использования минеральных богатств Кара-Богаз-Гола». Ашхабад, Изд-во АН ТуркмССР, 1959.

Брод И. О. Основные задачи и результаты исследований Комплексной южной геологической экспедиции АН СССР в Туркмении за 1956—1958 гг. В кн. «Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии». М., Гостоптехиздат, 1960.

Брод И. О., Алексин А. Г., Белов К. А. и др. Средне-Каспийский нефтегазоносный бассейн. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», М.,

Изд-во АН СССР, 1962.

- Быкова Н. К. К вопросу о датских и палеоценовых отложениях Северного Мангышлака и Южно-Эмбенского района. В кн. «Границы меловых и третичных отложений» (Междунар. геол. конгресс, 21 сессия, Докл. сов. геол. Проблема 5). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Варенцов М. И., Левенко А. И. О пермо-триасе Туранской плиты.— Докл. АН CCCP, 1963, 153, № 2.
- Вартанов С. П., Корнев В. А. Новые данные о геологическом строении Северного Каспия (по результатам морских сейсмических исследований). — Докл. АН CCCP, 1961, 136, № 5.
- Василенко В. П. Фораминиферы верхнего мела полуострова Мангышлака. (Описание, схемы филогении некоторых групп и стратиграфический анализ).— Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1961, вып. 171.
- Васильев В. Г., Зубов И. П., Тхостов Б. А. Основные итоги поисково-разведочных работ на нефть и газ в СССР за 1961 год.— Геол. нефти и газа, 1963, № 3. Васильев Ю. М. Тектоническое строение полуострова Бузачи. — Докл. АН СССР,
- **1956, 110,** № 6. Васильев Ю. М. Нижнемеловые отложения полуострова Бузачи. — Новости нефт. техн., геол., 1957а, № 2.
- Васильев Ю. М. Перспективы нефтегазоносности полуострова Бузачи. Новости нефт. техн., геол., 1957б, № 4.

Васильев Ю. М. Унаследованная складчатость между Южным Уралом и Мангышлаком. — Докл. АН СССР, 1958, 119, № 4.

Васильев Ю. М. Основные черты геологического развития зоны юго-восточного обрамления Русской платформы.— Труды Моск. ин-та нефтехим. и газ. промышл., 1959, вып. 25.

Васильев Ю. М., Мильничук В. С. Структурный план неогеновых отложений

Устюрта.— Новости нефт. и газ. техн., геол., 1961, № 3. Васильев Ю. М., Мильничук В. С. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Северного Мангышлака. В кн. «Геология и перспективы нефтегазоносности Арало-Каспийского региона». М., Гостоптехиздат, 1963а.

Васильев Ю. М., Мильничук В. С. Структурные особенности палеогенового комплекса Устюрта. — Труды Моск. ин-та нефтехим. и газ. промышл., 1963 б.

вып. 36.

- Василевский М. М. Материалы к геологии полуострова Мангышлак.— Матер. для геол. России, 1908, 24.
- Виленский А. М. Геология и структура центральной части хребта Султан-Уиз-Даг. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1958.
- Винюков В. Н. К вопросу о тектонике пермских и триасовых отложений Ман-
- гышлака.— Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1963, вып. 218. Винюков В. Н. Пермские и триасовые отложения Мангышлака.— Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1963б, вып. 218.
- Висьневский Я. С. Новые данные о стратиграфии и вулканизме Султан-Уиз-Дага.— Докл. АН УэбССР, 1950, № 10.
- Волчегурский Л. Ф. О структурном положении и генезисе бессточных впадин Южного Мангышлака. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1958, 33, вып. 6.
- Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И. Верхний структурный ярус фундамента Туранской плиты.— Сов. геол., 1965, № 7.
- Вялов О. С. О проявлении андийской фазы складчатости в западном Туркменистане. — Изв. Всес. геологоразвед. объедин., 1932, 51, вып. 88.
- Вялов О. С. О тектонике Устюрта.—Зап. Всес. мин. об-ва, 1933а, 62, вып. 1. Вялов О. С. О Тихоокеанской (мезозойской) эпохе складчатости.— Проблемы сов. геол., 19336, 3, № 8.
- Вялов О. С. Геологическое строение Усть-Урта и водоносные горизонты юго-восточной его части. В кн. «Каракалпакия. Труды первой конференции по изучению производительных сил Каракалпакской АССР», т. І. Л., 1934.
- Вялов О. С. Гидрогеологический очерк Устюрта. Труды Всес. геологоразвед. объедин., 1935, вып. 319.
- Вялов О. С. О мезозоидах в Азии.— Докл. АН СССР, 1937, 16, № 2.
- Вялова Р. И. Комплексное изучение юрских отложений Мангышлака.— Автореф.
- науч. трудов Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1956, вып. 16. Вялова Р. И., Дорогокупец А. В. К вопросу о корреляции разрезов в юрской продуктивной толще месторождений Жетыбей и Узень.— Труды Всес. нефт. науч.исслед. геологоразвед. ин-та, 1963, вып. 218.
- Вялова Р. И., Дъяков Б. Ф., Имашев Н. У. и др. Южно-Мангышлакский нефтегазоносный район.— Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1963, вып. 218.
- Вялова Р. И., Киричкова А. И. Юрские отложения Мангышлака.— Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1963, вып. 218.
- Галактионов А. Б. Плотность осадочных пород Устюрта.— Приклад. геофиз., 1959, вып. 23.
- Гарецкий Р. Г. Юрские, юрско-триасовые и палеозойские отложения Чушкакульской антиклинали к югу от Мугоджар.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, 34, вып. 5.
- Гарецкий Р. Г. Тектоника Туранской плиты и перспективы ее нефтегазоносности. В кн. «Тезисы докладов Совещания по проблемам тектоники», М., Изд-во АН CCCP. 1962a.
- Гарецкий Р. Г. Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии
- Мугоджар.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1962б, вып. 60. Гарецкий Р. Г., Дальян И. Б., Наумова С. Н., Шлезингер А. Е. О соотношении верхнего и нижнего структурных ярусов платформенного чехла Туран-
- ской плиты.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 3. Гарецкий Р. Г., Котова И. З., Шлезингер А. Е. Верхнеюрские континенталь-
- ные толщи Устюрта.— Докл. АН СССР, 1964, 154, № 1. Гарецкий Р. Г., Пантелеев Г. Ф., Флоренский П. В., Шлезингер А. Е. Породы складчатого фундамента Центрального Устюрта (восточная часть Мангышлакской системы дислокаций).—Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 1.
- Гарецкий Р. Г., Плещеев И. С. Палеогеновые отложения Устюрта. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1964, 39, вып. 1.
- Гарецкий Р. Г., Самодуров В. И., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Тектоника платформенного чехла Туранской плиты (анализ строения поверхности меловых отложений). — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 92.
- Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. Глубина залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты (Западный Казахстан).— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 44.
- Геллер С. Ю. Материалы по геоморфологии Прикарабугазья.— Проблемы физ. геогр., 1937, вып. 4.
- Геллер С. Ю. К вопросу о происхождении бессточных впадин.— Проблемы физ. геогр., 1938, вып. 5.
- Геологическая карта Русской платформы со снятым покровом мезозойских и кайнозойских отложений. М-б 1: 2500 000. М., Госгеолиздат, 1959.
- Геологические условия и основные закономерности размещения скопления нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР, т. І. Средняя Азия. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Герасимов И. П. Главнейшие моменты палеогеографии Западной Туркмении во вторую половину четвертичного периода (районы Сарыкамыша, Узбоя, Атрека).— Проблемы физ. геогр., 1938, вып. 5.

Герасимов И. П. Древнеаллювиальные и древнекаспийские отложения на юговосточном берегу Каспийского моря (Сарыкамыш, Узбой, Атрек). В кн. «Труды Советской секции Международной ассоциации по изучению четвертичного периода», вып. 4. М.— Л., 1939.

гладков И. И., Мнушкин Л. Б., Хайрутдинов Д. Х. Некоторые новые данные по стратиграфии третичных отложений на полуострове Мангышлак. — Изв.

АН КазССР, серия геол., 1955, вып. 19.

Годин Ю. Н. Глубинное геологическое строение западной части Средней Азии по данным геофизических исследований. В кн. «Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии». М., Гостоптехиздат, 1960а.

Годин Ю. Н. Основные черты региональной тектоники Туркмении по данным геофизических исследований.— Изв. АН ТуркмССР, серия физ.-техн., хим. и геол.

наук, 1960б, № 4.

- Годин Ю. Н. О тектоническом строении и перспективах нефтегазоносности Туркменистана. — Новости нефт. техн., геол., 1960в, № 11.
- Годин Ю. Н., Дикенште́йн Г. Х., Жуковский Л. Г. и др. Каракумский неф-
- тегазоносный бассейн.— Новости нефт. техн., геол., 1960, № 11. Годин Ю. Н., Луппов Н. П., Сытин Ю. И., Чихачев П. К. Основные особенности тектонического строения территории Туркменской ССР.— Сов. геол., 1958, **№** 1.
- Годин Ю. Н., Сытин Ю. И. О методике построения и основных чертах строения поверхности доюрского фундамента в пределах закрытой территории западной части Средней Азии. — Труды Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1961, 46, вып. 2.

Гольц С. И. Карстовые пещеры Центрального Устюрта. В кн. «Спелеология и картоведение». М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1959.

Гольц С. И. Новые данные о карсте на Устюрте.— Труды Союзн. геол.-поиск. конторы, 1960, вып. 1.

Гольц С. И. Новейшие движения на Устюрте.— Труды Союзн. геол.-поиск. конторы, 1961, вып. 2

Грамм М. Н. Об акчагыльских и апшеронских отложениях в низовьях р. Аму-

Дарьи.— Докл. АН СССР, 1958, 120, № 4. Грамм М. Н., Васюгинская А. Б., Кванина Л. И. и др. Акчагыльские от-

ложения в низовьях Аму-Дарьи.— Докл. АН УзбССР, 1953, № 12. Грамм М. Н., Хайруллин Б. Г. О составе остракод из апшеронских отложений Сарыкамышской впадины. — Узб. геол. журн., 1958, № 2.

Дикенштейн Г. Х. Основные черты тектоники эпигерпинской платформы Средней Азии в связи с проблемой нефтегазоносности мезозойских отложений. В кн. «Материалы по советской нефтяной геологии». М., Госгеолтехиздат, 1963.

Димаков А. И. К вопросу о тектоническом строении полуострова Мангышлак. В кн. «Геология и геохимия», т. 1(7). Л., Гостоптехиздат, 1957.

Димаков А. И. Новые данные о тектонике полуострова Бузачи.— Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1959, вып. 131 (геол. сб. 4).

Димаков А. И., Лапшов В. А. Новые данные о строении Мангышлака и Устюр-

та.— Новости нефт. техн., геол., 1960, № 7. Димаков А. И., Семенова Е. В., Слепакова Г. И. О тектоническом строении и нефтеносности южного Мангышлака.— Геол. нефти и газа, 1963, № 3.

Димаков А. И., Семенова Е. В., Чаплыгина Г. Ф. Сейсмическая разведка на полуострове Базучи. — Автореф. науч. трудов Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1956, вып. 17.

Димаков А. И., Семенова Е. В., Чаплыгина Г. Ф. Глубинное строение южного Мангышлака по данным сейсмического профилирования. -- Автореф. Всес.

нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1960, вып. 18. Димаков А. И., Чаплыгина Г. Ф. Сейсмические исследования в центральной зоне полуострова Бузачи с целью выявления ее глубинного строения. — Автореф. науч. трудов Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1959, вып. 19.

Димаков А. И., Чаплыгина Г. Ф., Семенова Е. В. и Шкрабо В. А. Глубинное строение Беке-Башкудукского поднятия.—Автореф. науч. трудов Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1959, вып. 19.

Домарев В. С. О кобальте в медных рудах Западного Кара-Тау на полуострове Мангышлак.— Цветные металлы, 1938, № 5.

Домарев В. С. О генезисе месторождений типа медистых песчаников.— Матер. Всес. науч.-исслед. геол. ин-та. Полезные ископ., 1948, сб. 4.

Дорошин П. П. Геологические заметки о полуострове Мангышлак.— Горн. журн. 1871, 1, № 1.

Драгунов В. И. Среднеюрские речные отложения Южного Мангышлака. Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1955а, геол. сб., № 3

Драгунов В. И. Фациальные особенности неогеновых отложений Южно-Мангышлакской антиклинали.— Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1955б, геол. сб., № 3.

Драгунов В. И. Фациальные изменения отложений нижнего валанжина Южного Мангышлака. — Геол. и геохим., 1958, вып. 2(8).

Драгунов В. И., Котченков С. М. О целестине и барите из неогеновых отложений Южного Мангышлака.— Докл. АН СССР, 1953, 93, № 2.

Дубинский А. Я. Нижнепермские карбонатные отложения Восточного Предкавказья.— Докл. АН СССР, 1960, 133, № 6.

Дубинский А. Я. Карбон складчатого основания Западного Прикаспия и Предкавказья.— Сов. геол., 1961а, № 8.

Дубинский А. Я. О верхнепермских — нижнетриасовых отложениях Восточного Предкавказья.— Информ. сб. Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1961б, № 43.

Дубинский А.Я.Основные этапы тектонического развития южного обрамления Русской платформы в палеозое. — Сов. геол., 1962, № 6.

Дьяков Б. Ф. Схема тектонического строения и перспективы нефтеносности полуострова Мангышлак.— Геол. нефти, 1957, № 7.

- Дьяков Б. Ф. Геологическое строение и перспективы нефтеносности полуострова Мангышлак. В кн. «Задачи и перспективы поисковоразведочных работ на нефть и газ в западных районах Средней Азии». Ашхабад, Изд-во АН ТуркмССР, 1959.
- Дьяков Б. Ф. Геотектоническое районирование и прогноз нефтегазоносности Мангышлака.— Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1963, вып. 218. Дьяков Б. Ф., Имашев Н. У., Кручинин К. В. и др. Южный Мангышлак—
- новый крупный нефтеносный район.— Геол. нефти и газа, 1961, № 12.
- Дьяков Б. Ф., Черепанов Н. Н. Тектоническое строение и перспективы нефтеносности полуострова Мангышлак.— Автореф. науч. трудов Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1960, вып. 18.
- Егорова М. И. Фазы юрского торфонакопления Мангышлака и изменение ботанического состава торфяных болот. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1952, 27, вып. 3.
- Есенов Ш. Е. Основные результаты геологоразведочных работ и перспективы нефтегазоносности территории Западно-Казахстанского края.— Изв. АН КазССР, серия геол., 1962, вып. 5(50).
- Жуков М. М. О признаках надвиговых структур на Мангышлаке. Докл. АН СССР, 1940, **2**6, № 9.
- Жуков М. М. О дифференцированных вертикальных движениях берегов Каспия за четвертичное время. — Уч. зап. Моск. ун-та, 1941, вып. 48.
- Жукова Е. А. О возрасте меловых отложений мыса Ак-Тумсук (Аральское море) и урочища Ай-Бугир.— Докл. АН УзбССР, 1954, № 2.
- Жукова Е. А. О некоторых вопросах стратиграфии меловых отложений западных чинков Устюрта.— Докл. АН УзбССР, 1961, № 3. Журавлев В. С. Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синекли-
- зы.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 42.
- Зайцев Н. С. Основные черты тектоники Тувинского прогиба. Докл. АН СССР, 1957, **117**, № 4.
- Зайцев Н. С. О глыбовой структуре Саяно-Алтайской области. В кн. «Идеи академика В. А. Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии и
- их дальнейшее развитие». М.— Л., Изд-во АН СССР, 1963. Иванова В. А. О зональном расчленении майкопских отложений Южного При-
- аралья по фораминиферам.— Труды Союзн. геологопоиск. конторы, 1961, вып. 2. И ванова В. А., Попов И. Г., Пантелеев Г. Ф. Новые данные о стратиграфии палеогеновых отложений Южного Приаралья. Труды Союзн. геологопоиск. конторы, 1961, вып. 2.
- Ильина А. П. Краткий геологический очерк Кугусем-Карамаинского района. Изв. Всес. геологоразвед. объедин., 1932, 51, вып. 4.
- Ильина А. П. Крупные фораминиферы и моллюски эоцена Мангышлака.— Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1953, вып. 73.
- Ильина А. П. Биостратиграфический очерк палеогена Мангышлака.— Труды Всес. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1963, вып. 218.
- Ильина А. П., Луппов Н. П. Памяти Михаила Викентьевича Баярунаса (1882— 1940). — Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1963, вып. 218.
- Ильина А. П., Уткин В. С. Неогеновые отложения Мангышлака.— Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1963, вып. 218.
- Имашев Н. У., Куприн П. Н., Семов В. Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Узеньской антиклинали района Степного Мангышлака.— Геол. нефти и газа, 1962, № 3.
- Ишина Т. А. Особенности строения юрских угленосных толщ Мангышлака. В кн. «Угленосные формации некоторых регионов СССР», вып. 41, М.— Л., Изд-во АН CCCP, 1961.
- Казаков М. П. Основные черты тектоники Прикаспийской впадины.— Сов. геол., 1957, сб. 61.
- Казаков М. П. Тектоническое строение Прикаспийской впадины и смежных областей.— Труды Моск. ин-та нефтехим. и газ. промышл., 1959, вып. 24.
- Казаков М. П. О направлении поисково-разведочных работ на нефть и газ в пределах Устюрта.— Труды Моск. ин-та нефтехим. и газ. промышл., 1962, вып. 36. Казаков М. П. Основные черты тектоники Предкавказья и южной окраины Рус-

ской платформы. — Труды Моск. ин-та нефтехим. и газ. промышл., 1962б. вып. 36

Казаков М. П. Тектоника и основные этапы развития Прикаспийской впадины.--Труды Моск. ин-та нефтехим. и газ. промышл., 1962в, вып. 36.

Казаков М. П. Главнейшие особенности тектоники Прикаспийской впадины и

Устюрта. — Труды Моск. ин-та нефтехим. и газ. промышл., 1963, вып. 43. Казаков М. П., Васильев Ю. М., Широков В. Я. Развитие представлений о тектонике Предкавказья и южной окраины Русской платформы.— Труды Моск.

нефт. ин-та, 1958, вып. 22. Казаков М. П., Чарыгин М. М., Быков Р. И. и др. Тектоническое строение и история развития Прикаспийской впадины и смежных областей в связи с вопросом нефтегазоносности. М., Гостоптехиздат, 1958.

Калинин H. A. Тектоника Закаспийской платформы (Мангышлак и Устюрт).—

Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1963, вып. 218. Кандинов Н. П., Иванова В. А. Стратиграфия палеогена Южного Приаралья.—

Труды Союзн. геологопоиск. конторы, 1960, вып. 1. Каримов А. Г. Морфология и генезис кварцево-лимонитовых жеод из среднетриасовых отложений Восточного Кара-Тау (Мангышлак).— Изв. АН КазССР, серия геол., 1955, вып. 21.

Каримов А. Г. Железные руды Горного Мангышлака.— Изв. АН КазССР, серия геол., 1962, вып. 4.

Карпинский А. П. Замечания о характере дислокаций пород в южной половине Европейской России.—Горн. журн., 1883, 3, № 9.

Карпинский А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России.— Изв. Акад. наук, серия 5, 1894, № 1.

Касаткин Д. П. О некоторых результатах геофизических исследований в Северной Туркмении.— Разведка и охрана недр, 1955, № 6. Касаткин Д. П. Строение фундамента Северной Туркмении и Каракалпакии по

данным геофизических исследований. — Сов. геол., 1960, № 1.

Касаткин Д. П. Структура платформенного чехла Северо-Восточной Туркмении.— Геол. нефти, 1961, № 5.

Кесь А. С. Происхождение Узбоя. — Изв. АН СССР, серия геогр., 1952, № 1.

Кесь А. С. Развитие рельефа Саракамышской впадины.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1954, вып. 62.

Кесь А. С. Замкнутые впадины Устюрта. — Природа, 1955, № 8. Кипарисова Л. Д. Триасовые отложения СССР. В кн. «Атлас руководящих форм ископаемой фауны СССР», т. 7. Триасовая система. Л.— М., Госгеолиздат, 1947. Кипарисова Л. Д. Триасовая система. Мангышлак и Туаркыр. В кн. «Геологическое строение СССР, т. 1. Стратиграфия». М., Госгеолтехиздат, 1958.

Клейнер Ю. М. Новые данные о плиоцене прибрежной части Степного Мангышлака.— Докл. АН СССР, 1959, 125, № 2. .

Клейнер Ю. М. О происхождении бессточных впадин (на примере впадин степного Мангышлака). — Изв. АН СССР, серия геогр., 1961, № 2.

Клейнер Ю. М. Новые данные о происхождении бессточных котловин.— Докл. АН CCCP, 1962a, 147, № 2.

Клейнер Ю. М. Новые данные по геологии Ащисора (Мангышлак).— Бюлл. МОИП, отд. геол., 19626, 37, вып. 3.

Кленова М. В. Геологическое развитие Каспийской впадины в мезо-кайнозойское время. В кн. «Геологическое строение подводного склона Каспийского моря». М., Изд-во АН СССР, 1962.

Клитин К. А. Тектоника центральной части Тувинского прогиба.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 36.

Клычева Н. Ю. Стратиграфия, фации и нефтеносность нижнемеловых отложений Мангышлака.— Автореф. науч. трудов Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1956, вып. 16.

Клычева Н. Ю., Никитина М. Н. Геологическое строение Беке-Саубетской площади, перспективы ее нефтеносности и план разведочных работ. — Автореф. науч.

трудов Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1960, вып. 18. Клычева Н. Ю., Якуницкая М. И. Стратиграфия и фации нижнемеловых отложений Мангышлака. Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. пн-та, 1963, вып. 218

Князев В. С., Флоренский П. В. Литология пермо-триасовых отложений на площади Кызан полуострова Бузачи. — Труды Моск. ин-та нефтехим. и газ. промышл., 1962, вып. 38.

Коган А. Б. Сейсмические исследования на полуострове Тюбкараган.— Автореф. науч. трудов Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1956, вып. 17. Коган А. Б. О тектоническом строении полуострова Тюб-Караган.— Труды Всес.

нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1959, вып. 131 (геол. сбор. 4).

Коган А. Б., Димаков А. И. Сейсмические исследования в западной части Беке-Башкудукских поднятий на Мангышлаке. — Автореф. науч. трудов Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1956, вып. 16. Коган А. Б., Пасуманский И. М. Новые данные о тектоническом строении

Южного Мангышлака. — Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та. 1959, вып. 131 (геол. сб. 4).

Коган А. Б., Пасуманский И. М., Петрова Р. И. Тектоническое строение южной части полуострова Мангышлак.— Автореф. науч. трудов Всес. нефт. науч. исслед. геологоразвед. ин-та, 1959, вып. 19.

Коган А. Б., Пасуманский И. М., Шкрабо В. А. Глубинное строение западной части Южно-Мангышлакского прогиба.— Автореф. науч. трудов Всес. нефт.

науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1959, вып. 19.

Козмодемьянский В. В. Геологическое строение и нефтеносность Узень-Жетыбайской тектонической ступени по данным структурно-поискового бурения.— Геол. нефти и газа, 1962, № 11.

Козмодемьянский В. В. Новые данные о геологическом строении месторождения Жетыбай.— Геол. нефти и газа, 1963, № 9.

Колесников В. П. Средний миоцен Закаспийского края.— Изв. АН СССР, серия геол., 1936, № 2—3.

Колесников В. П. Верхний миоден. В кн. «Стратиграфия СССР», т. 12. Неоген. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1940.

- Колесников В. П. К геологической истории северной части Красноводского плато. В кн. «Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти академика А. Д. Аржангельского». М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Копаевич Л. П. О тектонике и происхождении Сарыкамышской впадины.— Труды Всес. аэрогеол. треста, 1956, вып. 2.
- Колытова Э. А. Стратиграфия и спорово-пыльцевые комплексы триасовых отложений бассейна р. Илек (Актюбинское Приуралье).— Труды Всес. науч.-исслед. геологоразвед. нефт. ин-та, 1963, вып. 37.
- Корженевский Б. А. Некоторые новые данные по геологии хребта Кара-Тау на Мангышлаке.— Вестн. Ленингр. ун-та, 1956, № 18, серия геол. и геогр., вып. 3.
- Корженевский Б. А. Тектоника и структурные элементы хребта Каратау на полуострове Мангышлак. В кн. «Сборник статей молодых научных сотрудников ленинградских учреждений АН СССР», вып. 1. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1958.
- Корженевский Б. А. О минералогическом составе пород каратауского комплекса Мангышлака.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, 36, вып. 3.
- Корнев В. А., Лузук Е. М., Сунгуров А. М. Основные черты тектоники Каспииского моря по данным морских геофизических исследований.— Сов. геол., 1962, № 12.
- Коробков И. А., Макарова Р. И. К стратиграфии палеогеновых отложений низовьев Аму-Дарьи в связи с новыми находками моллюсков.— Докл. АН СССР, 1959, 127, № 1.
- Косыгин Ю. А. Основы тектоники нефтеносных областей. М.— Л., Гостоптехиздат, 1952.
- Кравченко М. Ф., Левин Л. Э., Пантелеев Г. С. Нижнемиоценовые отложения в Прикарабогазье.— Труды Компл. южной геол. экспед. АН СССР, 1962, вып. 8.
- К раев П. И. Некоторые итоги и задачи поисково-разведочных работ на нефть и газ в Казахстане.— Геол. нефти и газа, 1961а, № 8.
- Краев П. И. Нефтяное месторождение Жетыбай.— Геол. нефти и газа, 19616, № 11. Краев П. И. Новые нефтегазоносные районы Казахстана.— Изв. АН КазССР, серия геол., 1962, вып. 6(51).
- Круг Е. В. Отчет по исследованию месторождения марганцевых руд на Мангышлаке.— Матер. по общей и прикл. геол., 1927, вып. 51.
- Кручинин К. В. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности восточной части Беке-Башкудукской антиклинали.— Автореф. науч. трудов Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1956, вып. 16.
- Кручинин К. В. Геологическое строение и перспективы нефтеносности Беке-Башкудукского поднятия Мангышлака.— Автореф. науч. трудов Всес. нефт. науч.исслед. геологоразвед. ин-та, 1960, вып. 18.
- Кручинин К. В. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Беке-Башкудукского поднятия на полуострове Мангышлак.— Труды Всес. нефт. науч.исслед. геологоразвед. ин-та, 1961, вып. 186 (геол. сб. 6).
- Кручинин К. В. Мангышлак новый крупный нефтегазоносный район. В кн. «Материалы по советской нефтяной геологии», М., Госгеолтехиздат, 1963а.
- Кручинин К. В. Некоторые новые данные о майкопских отложениях Южного Мангышлака.— Труды Всес. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 19636, вып. 220 (геол. сб. 8).
- Кузнецов С. С., Корженевский Б. А., Астахова Т. В. Геология хребтов Каратаучик и Западный Каратау на полуострове Мангышлак.— Автореф. науч. трудов Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та. 1956. выд. 17.
- трудов Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1956, вып. 17. Кузнецов Ю. Я., Прусов В. В. Результаты геологопоисковых работ Аэрогеологической экспедиции № 11 (ВАГТ) за 1957—1958 гг. В кн. «Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии». М., Гостоптехиздат, 1960.
- ней Азии». М., Гостоптехиздат, 1960. Кузнецова К. И., Шлезингер А. Е. Верхнеюрские отложения в погруженных зонах полуострова Мангышлак.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1963, 38, вып. 3.

- Кузнецова Н. Ф. Новые данные по стратиграфии нижнетретичных отложений Мангышлака. — Докл. АН СССР, 1952, 82, № 1.
- Кузнецова Н. Ф. Палеоген и датский ярус Мангышлака. В кн. «Геология и геохимия», вып. 2 (VIII). Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Кузьмина О. А. Геологическое строение левобережья р. Аму-Дары на участке Кунград-Ташауз. — Труды Союзн. геологопоиск. конторы, 1960, вып. 1.
- Купруин П. Н. Основные черты тектоники Прикарабогазской депрессии в связи с перспективами ее нефтегазоносности.— Новости нефт. техн., геол., 1959, № 1.
- Куприн П. Н. Тектоника прикарабогазской депрессии. В кн. «Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники». М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Куприн П. Н., Левин А. И. Структурно-тектоническая характеристика Прикарабогазской депрессии.— Труды Компл. южной геол. экспед. АН СССР, 1962, вып. 8.
- Куприн П. Н., Левин А. И., Сальман Г. Б. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Северного Прикарабогазья.— Новости нефт. и газ. техн., геол., 1962, № 1
- Куприн П. Н., Мирзаханов М. К. Новые данные о строении фундамента Южного Прикарабогазья. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1962, 37, вып. 2.
- Куприн П. Н., Сейтжанов С., Семов В. Н. Фонтан газа из меловых отложений на Степном Мангышлаке.— Новости нефт. и газ. техн., геол., 1961, № 10.
- Курбако Е. П. Фосфоритовые залежи западной части полуострова Мангышлак. Участки Ханга-Баба, Тюбеджик и Джалбарт.— Труды Науч. ин-та по удобрениям, 1932, вып. 100. (Агрономические руды СССР, ч. 1, 2).
- Лавров В. В. К геологии третичных толщ полуострова Мангышлака. Вестн. АН
- КазССР, 1961, № 5.

  Лавров В. В., Котова М. С. Очерк палеогеновых и неогеновых отложений Ман-гышлака. Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1963, вып. 218.
- Лапшов В. А. Глубинное геолого-тектоническое строение Мангышлака и смежных территорий. — Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1963а, вып. 218.
- Лапшов В. А. Плотностная характеристика пермо-триасовых и мезозойских отложений полуострова Мангышлак.— Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1963б, вып. 220 (геол. сб. 8).
- Лап шов В. А., Шкрабо В. А. Тектоническое строение Огюз-Карамаинского района (геолого-гравиметрическое изучение сочленений структур Мангышлака и юго-западного Устюрта). — Автореф. науч. трудов Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1959, вып. 19.
- Ларин В. И. Новые данные по геологии южной части Степного Мангышлака.— Науч. докл. высшей школы, геол.-геогр. науки, 1959, № 2.
- Лебедев Л. И. К тектоническому строению Среднего Каспия. Докл. АН СССР, 1961, **137**, № 3.
- Левин А. И., Левин Л. Э. Новые данные о строении и перспективах нефтегазоносности Красноводского полуострова.— Новости нефт. техн., геол., 1959, № 9.
- Левин А. И., Левин Л. Э., Шолохов В. В. О тектонике и перспективах нефтегазоносности Восточного Прикарабогазья.— Новости нефт. техн., геол., 1961, № 11.
- Леонтьев О. К. О происхождении некоторых островов северной части Каспийского моря. — Труды Океаногр. комис. АН СССР, 1957, 2.
- Леонтьев О. К. К вопросу о масштабах и возрасте новокаспийской трансгрессии. — Труды Океаногр. комис. АН СССР, 1959, 4.
- Леонтьев О. К. Донный рельеф Северного Каспия и его возможная связь с тектоническими зонами юго-запада Прикаспийской низменности.— Изв. высш. учеб. завед., серия геол. и развед., 1961а, № 6.
- Леонтьев О. К. Древние береговые линии четвертичных трансгрессий Каспийского моря. — Труды Ин-та геол. АН ЭстССР, 19616, 8.
- Леонтьев О. К., Мяконин В. С., Никифоров Л. Г. Унаследованность береговых процессов на восточном побережье Каспийского моря в четвертичное время. — Труды Компл. южной геол. экспед. АН СССР, 1960, вып. 5.
- Леонтьев О. К., Федоров П. В. К истории Каспийского моря в поздне- и послехвалынское время. — Изв. АН СССР, серия геогр., 1953, № 4.
- Летавин А. И., Редичкин Н. А. Об отложениях верхнего карбона нижней перми в западном Предкавказье. — Докл. АН СССР, 1962, 142, № 4.
- Ливеровская Е. В. Третичные отложения Мангышлака. Автореф. науч. трудов Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1956, вып. 10.
- Ливеровская Е. В. Третичные отложения Мангышлака. Л., Гостоптехиздат, 1960. Лихачев Ю. А., Владимирский В. С. Особенности развития складчатой струк-
- туры в палеозойском фундаменте Кызылкумов. Труды Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1961, 46, вып. 2. лихачев Ю. А., Владимирский В. С., Малов Э. В., Шульц С. С. Основные
- черты стратиграфии палеозоя Центральных Кызылкумов.— Труды Всес. науч.исслед. геол. ин-та, 1961, 46, вып. 2.
- Личков Б. Л. Материалы к характеристике фации и стратиграфии альбских от-ложений Мангышлака.— Труды Геол. музея АН СССР, 1927а, 2.

Личков Б. Л. Об ископаемых реках и бессточных впадинах.— Зап. Киев. об-ва

естествоиспыт., 19276, 37, вып. 2.

Лоджевский И. Г., Кузьмина О. А. Результаты геолого-поисковых работ СГПК Главгаза СССР в пределах западной части Средней Азии за 1956—1958 гг. и план дальнейших работ. В кн. «Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии». М., Гостоптехиздат, 1960.

Луппов Н. П. К стратиграфии неокомских отложений Мангышлака.— Изв. Всес.

геологоразвед. объедин., 1932, 51, вып. 40.

Луппов Н. П. О полиптихитовом горизонте Мангышлакского региона.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1935, 16, вып. 3.

Луппов Н. П. О распространении Cardium edule L. в районе Сарыкамышской впадины. — Проблемы физ. геогр., 1946, 12.

Луппов Н. П. Верхний мел юго-восточного Усть-Урта.— Сов. геол., 1948а, сб. 34. Луппов Н. П. О генезисе Сарыкамышской впадины.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1948б, 80, вып. 2.

Луппов Н. П. О тектонике Южного Устюрта и Северных Кара-Кумов. В кн. «Но-

вые данные по геологии Казахстана и Средней Азии». Л., 1952.

Лунпов Н. П. Сарыкамышская впадина и верхнеузбойский коридор. В кн. «Геология СССР», т. 22. Туркменская ССР, ч. І. Геологическое описание. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Луппов Н. П. Северо-западный Туркменистан и Южный Казахстан (Районы Туаркыра, Красноводского п-ова, Устюрта, Мангышлака и Северных Каракумов).

В кн. «Геологическое строение СССР», т. 3. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Луппов Н. П. О среднеплиоценовом этапе в геологической истории Закаспия.— Труды Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1963, 109. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 14.

Луппов Н. П., Эберзин А. Г. О присутствии апшеронских отложений в Сарыкамышской и Аральской впадинах. — Докл. АН СССР, 1945, 50.

Мазарович А. Н. Курс исторической геологии. М.— Л., Геолразведиздат, 1933.

Макарычев Г. И., Пазилова В. И. Связь магматизма с тектоникой на примере формирования структуры Кара-Тау (южный Казахстан).— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 93.

Макеев П. С. Очерк рельефа Кызыл-Кумов. В кн. «Кызыл-Кумы».— «Труды СОПС, серия Каракалпакская, 1933, т. 1, вып. 1.

Мерклин Р. Л. О новом подвиде онкофор из юго-восточного Устюрта.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1952, 28, вып. 2.

Мерклин Р. Л., Морозова В. Г., Столяров А. С. О биостратиграфии майкопских отложений Южного Мангышлака. — Докл. АН СССР, 1960, 133, № 3.

Мерклин Р. Л., Невесская Л. А. Определитель двустворчатых моллюсков миоцена Туркмении и Западного Казахстана. Труды Палеонт. ин-та АН СССР,

Миклухо-Маклай А. Д. Верхний палеозой Средней Азии. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1963.

Милановский Е. Е. К палеогеографии Каспийского бассейна в среднем и начале позднего плиоцена (балканский и акчагыльский века). — Бюлл. МОИП. отд. геол., 1963, 38, вып. 3.

Мильничук В. С. Структурные и фациальные особенности неогеновых отложений Закаспия. — Труды Моск. ин-та нефтехим. и газ. промышл., 1962, вып. 36.

Мильничук В. С., Чарыгин М. М. История тектонического развития Устюрта.— Труды Моск. ин-та нефтехим. и газ. промышл., 1963, вып. 43.

Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И. и Маловицкий Я. П. О Ма-

нычско-Каратауском грабене. — Докл. АН СССР, 1961, 141, № 4.

Мирчинк М. Ф., Крылов М. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. О распространении и условиях залегания переходного комплекса в районах эпигерцинской платформы, прилегающих к Каспийскому морю. — Докл. АН СССР, 1962, **146**, № 4.

Мирчинк М. Ф., Крылов И. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. Тектоника Предкавказья. М., Гостоптехиздат, 1963.

Мнушкин Л. Б., Хайрутдинов Д. Х. О нижнемезозойской истории формирования хребта Кара-Тау на Мангышлаке.— Вестн. АН КазСССР, 1953, № 1. Мнушкин Л. Б., Хайрутдинов Д. Х. О закономерностях распределения раз-

рывной тектоники в некоторых породах Мангышлакского Кара-Тау.— Вестн. АН КазССР, 1954, № 12.

Мнушкин Л. Б., Хайрутдинов Д. Х. Элементы-примеси в породах Каратауского комплекса на Мангышлаке. — Изв. АН КазССР, серия геол., 1961, вып. 4(45).

Можаев Б. Н. К истории геологического развития западной части полуострова Тюб-Караган в кайнозойское время. Труды Лаборатории аэрометодов, 1958а, вып. 1.

Можаев Б. Н. О выраженности на аэроснимках структурных форм полуострова Тюб-Караган, созданных новейшей тектоникой.— Труды Лаборатории аэрометодов, 1958б, вып. 6.

Мокринский В. В. Прикаспийские буроугольные районы. В кн. «Краткий очерк месторождений углей и горючих сланцев СССР». М.— Л., Геолразведиздат, 1933.

Мокринский В. В. Угольные месторождения Северного Кавказа и Прикаспия. В кн. «Энергетические ресурсы СССР», т. І. М., Изд-во АН СССР, 1937.

Мокринский В. В. Стратиграфо-географическое размещение мезозойских угленосных формаций в Крымо-Кавказско-Прикаспийской провинции. В кн. Труды XVII сессии Международного геологического конгресса», т. І. М., ОНТИ, 1939.

Мокринский В. В. Развитие процесса формирования структурных форм и накопления угленосных осадков Мангышлака. В кн. «Памяти академика П. И. Сте-

панова». М., Изд-во АН СССР, 1952.

Мокринский В. В. Крымо-Кавказско-Прикаспийская угольная провинция. В кн. «Проблемы комплексного использования минеральных богатств Кара-Богаз-Гола». Ашхабад, 1959.

Моссаковский А. А. 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», 1964.

М стиславский М. М., Столяров А. С. Олигоценовые структуры Южного Ман-

гышлака.— Сов. геол., 1960, № 12.

Муравьев В. И., Колесников Е. М. О возможности определения времени образования дислокаций по абсолютному возрасту аутигенных минералов.— Литол. и полезные ископ., 1963, № 3.

Муратов М. В. Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа. — Сов. геол., 1955, сб. 48.

Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 6.

Наливкин Д. В. Геология СССР. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1962. Нацкий А. Д. К стратиграфии нижнего мела Мангышлака.— Матер. для геол. России, 1918, 26, вып. 1.

Неволин Н. В. Результаты обобщения геофизических материалов по Прикаспийской впадине и северной части Устюрта. В кн. «Геология и нефтегазоносность юго-восточных районов Русской платформы». Л., Гостоптехиздат, 1958а.

Неволин Н. В. Тектоника Устюрта. — Геол. нефти, 1958б, № 7.

Неволин Н. В. Геологическое строение Устюрта и план дальнейших геофизических работ. В кн. «Задачи и перспективы поисково-разведочных работ на нефть и газ в западных районах Средней Азии». Ашхабад, Изд-во АН ТуркмССР, 1959.

Неволин Н. В. Тектоника Западного Казахстана и перспективы его нефтегазонос-

ности. М., Гостоптехиздат, 1961.

Непринцев И. Н. Топографическое описание путей, пройденных Мангышлакским отрядом при движении к Хиве и обратно в 1873 г.— Изв. Кавказск. отд. Русск. геогр. об-ва, 1874—1875, 3, № 1—2.

Н изовья Аму-Дарьи, Саракамыш, Узбой.— Матер. Хорезмской экспед., АН СССР,

1960, вып. 3.

Орфаниди К. Ф. Условия формирования артезианских вод Южного Мангышлака.— Сов. геол., 1962, № 6.

Отчет о состоянии и деятельности Геологического комитета в 1914 г.— Изв. Геол. ком., 1915, 34, № 1.

Отчет о состоянии и деятельности Геологического комитета за 1925/26 годы. Л., Изд. Геол. ком., 1927.

Отчет о состоянии и деятельности Геологического комитета за 1926/27 годы. Л., Изд. Геол. ком., 1929.

Пантелеев Г. Ф., Попов Н. Г. Тектоника южного Приаралья.— Труды Союзн. геологопоиск. конторы, 1961, вып. 2.

Петракович Ю. А. О фосфоритоносном горизонте Мангашлакского триаса.— Докл. АН СССР, 1937, 15, № 2. Плещеев И. С., Волчегурский Л. Ф. О некоторых вопросах тектоники во-

сточной части впадины Карагие.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1958, 33, вып. 1. Плещеев И. С., Шарапов А. И., Шлезингер А. Е. Структуры Восточного Мангышлака и прилегающих районов плато Устюрт.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, 36, вып. 1.

Польстер Л. А. Основные черты геологического развития территории Прикарабогазья в мезозойское и третичное время. В кн. «Перспективы нефтегазоносности и направление геолого-разведочных работ в западных районах Средней Азии»,

М., Гостоптехиздат, 1960.

Польстер Л. А. Основные этапы в истории геологического развития Прикарабогазья в мезозойское и третичное время (в связи с перспективами нефтегазоносности). — Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 10.

Польстер Л. А., Алтаева Н. В., Филина Н. Ф. О геологическом развитии Прикарабогазья в палеогеновое время. — Новости нефт. техн., геол., 1960, № 7.

Польстер Л. А.. Голенкова Н. П. История геологического развития Прикара-

- богазья в верхнемеловое время. Труды Компл. южной геол. экспед. АН СССР, 1962, вып. 8.
- Польстер Л. А., Кравченко М. Ф. История геологического развития Прикарыбогазья в миоценовое время. — Труды Компл. южной геол. экспед. АН СССР, 1962, вып. 8.
- Польстер Л. А., Макарова Л. Н., Фельдман С. Л. К истории геологического развития Прикарабогазья в нижнемеловое время. Труды Компл. южной геол. экспед. АН СССР, 1960, вып. 5.
- Попов Г. П. Апшеронский ярус Туркмении. Ашхабад, Изд-во АН ТуркмССР, 1961. Попов Н. Г. Юрские отложения в Южном Приаралье. Труды Союз. геологопоиск. конторы, 1961, вып. 2.
- Попов Н. Г., Кувшинова И. Ф. Стратиграфия терригенных меловых отложений и палеогеография Южного Приаралья и юго-восточного Устюрта в неоком-турон-
- ское время.— Труды Треста Союзбургаз, 1964, вып. 4. Попов Н. Г., Пантелеев Г. Ф. Кумский горизонт южного Приаралья.— Труды
- Союз. геологопоиск, конторы, 1961, вып. 2. Постельников Е. С., Затонский Л. К., Афремова Р. А. Краткий очерк тектонического развития и структуры Индокитая.—Труды Геол. ин-та АН СССР, 1964, вып. 108.
- Прикаспийская низменность. Геологические проблемы Союза. М., Изд. Центр. науч.исслед. геологоразвед. ин-та, 1934.
- Просвиря кова З. П. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения юрских угленосных отложений Мангышлака. В кн. «Вопросы геологии угленосных отложений азпатской части СССР». М.— Л., Изд-во АН СССР, 1961а.
- Просвирянова З. П. Юрская флора Мангышлака и ее стратиграфическое распределение. В кн. «Угленосные формации некоторых регионов СССР». М.— Л.,
- Изд-во АН СССР, 1961б. Прошляков Б. К., Васильев Ю. М. Петрографические особенности пермо-триаса полуострова Бузачи. — Докл. АН СССР, 1960, 132, № 1.
- Пущаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозоиды Северо-Восточной Азии. М., Изд-во АН СССР, 1960 (Тектоника СССР, т. 5).
- Пятков К. К., Бухарин А. К., Хайруллина Т. И. Новые данные по стратиграфии палеозойских отложений части центральных Кызылкумов.— Труды Узб. геол. упр., 1960, сб. 1.
- Размы с лова С. С. Стратиграфия палеогеновых отложений северо-западного и северного чинков Устюрта. Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1956, вып. 95 (геол. сб. 2).
- Размыслова С. С. Стратиграфия миоценовых отложений северо-западного и северного чинков Устюрта. Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1962, вып. 190 (геол. сб. 7).
- Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы, т. І. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1959.
- Решение Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1959.
- Рихтер В. Г. Новые данные о древних береговых линиях на дне Каспийского моря.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1954, № 5.
  Рихтер В. Г. О послехвалынской истории Каспия. В кн. «Структурно-геоморфоло-
- гические исследования в Прикаспии». Л., Гостоптехиздат, 1962.
- Рихтер В. Г., Гофман Е. А., Маев Е. Г. К изучению береговых линий на дне Каспийского моря. — Докл. АН СССР, 1960, 135, № 6.
- Рихтер В. Г., Mae в Е. Г. Новые данные по геологии степного Мангышлака.— Докл. АН СССР, 1955, 104, № 5.
- Рихтер В. Г., Маев Е. Г. Геологическое строение восточного побережья средней части Каспийского моря. В кн. «Геологическое строение подводного склона Каспийского моря». М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Рихтер В. Г., Самсонов С. К. К последним страницам геологической историм Каспия. — Изв. АН СССР, серия геогр., 1961, № 6.
- Савельев А. А. Новые данные по тектонике северной части Мангышлакской гор-
- ной системы.— Докл. АН СССР, 1949, 68, № 3. Савельев А. А. Фаунистическое обоснование стратиграфии юрских отложений Мангышлака. — Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1963, вып. 218.
- Савельев А. А., Василенко В. П. Фаунистическое обоснование стратиграфии нижнемеловых отложений Мангышлака.— Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1963, вып. 218.
- Сальман Г. Б. История геологического развития Северного Прикарабогазья в среднем миоцене. Труды Компл. южной геол. экспед., АН СССР, 1962, вып. 8.
- Самодуров В. И. О границе каледонид и герцинид под осадочным чехлом Туранской плиты. В кн. «Тезисы докладов Совещания по проблемам тектоники». М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Сергеев В. А. К геологии Карабогазской котловины.— Вестн. Ленингр. ун-та, 1948, № 6.

- Сергеев В. А. О возможной связи бессточных котловин депрессий степного Мангышлака с уровнем Каспия.— Уч. зап. Ленингр. ун-та, серия геол. наук., № 209, 1956, вып. 7.
- Синицын М. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л., Изд-во Ленингр. ун-та,
- Скворцов И. В. Схема тектоники и перспективы нефтегазоносности северо-восточной Туркмении и прилегающих районов Узбекистана и Казахстана.— Геол. нефти, 1958, № 7.
- Смирнова В. Н. Фосфориты Южного Ак-Тау. Труды Науч.-исслед. ин-та по удобрению и инсектофунгисидам, 1941, вып. 149 (Агроном. руды СССР, т. 6).
- Смолко А. И. Геологические наблюдения в западном Приаралье и восточной части Усть-Урта. В кн. «Каракалпакия. Труды первой конференции по изучению производительных сил Кара-Калпакской АССР», т. І. Л., Изд-во АН СССР, 1934а. С молко А. И. Проблема нефтеносности Устьургско-Каракумской области.— Нефт.
- хоз-во, 1934б, № 6.
- Смолко А.И. Тектоника и нефтеносность юго-западного Приаралья. В кн. «Естественно-исторические условия Кара-Калпакской АССР». М., 1936. (Труды Компл. науч.-исслед. ин-та Кара-Калп. АССР, № 7).
- Соболев Д. Н. Эскиз плана и архитектоники кристаллического фундамента Скандо-Россия. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1926, 4, вып. 3-4.
- Соколов М. И. Фации альбских отложений Западной Туркмении, Южного Устюрта и Мангышлака. — Труды Всес. аэрогеол. треста, 1958, вып. 4.
- Соколова Е. И. Космойератиды из верхнеюрских отложений Мангышлака.— Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1950, вып. 49.
- Соловьев В. Ф. Геологическое развитие Каспийской впадины в доюрское время. В кн. «Геологическое строение подводного склона Каспийского моря». М., Изд-во AH CCCP, 1962a.
- Соловьев В. Ф. Тектоническая схема подводного склона Каспийского моря. В кн. «Геологическое строение подводного склона Каспийского моря». М., Изд-во АН CCCP, 19626.
- Соловьев В. Ф., Кулакова Л. С., Лебедев Л. И., Маев Е. Г. Основные черты рельефа и геологической структуры дна среднего и южного Каспия. В кн. «Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии». Л., Гостоптехиздат. 1962.
- Соловьева М. Н. К стратиграфии верхнего палеозоя Кызыл-Кумов.— Докл. АН CCCP, 1955, 100, № 3.
- Соловьева М. Н. Стратиграфия и фузулинидовые зоны среднекаменноугольных
- отложений Средней Азии. Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 76. Солун В. И. Юго-восточный Усть-Урт. Изв. Гос. геогр. об-ва, 1939, 71, вып. 7. Солун В. И. Некоторые данные о тектонике Усть-Урта. Сов. геол., 1940, № 5—6. Стерлягова Г. В. О замыкании Мангышлакской мегантиклинали. В кн. «Геология и нефтеносность Средней Азии и Волго-Уральской области, Предкавказья и Прикасиия». М., Гостоптехиздат, 1961.
- Столяров А. С. Новые данные по стратиграфии олигоденовых отложений Мангышлака.— Бюлл. Научн.-техн. информ. М-ва геол. и охраны недр СССР, 1958,  $\mathbb{N}_{2}$  3(15).
- Столяров А. С. Случай некомпенсированного прогибания в условиях молодой платформы в олигоцене Южного Мангышлака. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, 36. вып. 5.
- Столяров А. С., Шлезингер А. Е. Тектоника и основные черты развития структурного плана Южномангышлакского плато. Вюлл. МОИП, отд. геол., 1962, 37, вып. 3.
- Стратиграфическая классификация и терминология. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Страхов Н. М. Основы исторической геологии, ч. 1—2. М.— Л., Госгеолиздат, 1948. Сырнев И. П. О предакчагыльском (среднеплиоценовом) эрозионном размыве в области залива Кара-Богаз-Гол.— Нефтегаз. геол. и геофиз., 1963, № 8.
- Сытин Ю. И. 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., Гостеолтехиздат, 1960. Сытин Ю. И., Чихачев П. К., Чуенко П. П. Основные особенности тектоники и развития структур территории запада Средней Азии.— Труды Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1960, 42.
- Таль-Вирский Б. Б., Федотов Ю. А. Тектоническое районирование территории Каракалпакии в связи с поисками месторождений нефти и газа. — Новости нефт. и газа. техн., геол., 1962, № 1.
- Тамразян Г. П. Гипотетическая Среднекаспийская суша как питающая провинция.— Докл. АН АзССР, 1954, № 12.
- Тамразян Г. П. К вопросу о Среднекаспийской суще. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1956, 31, вып. 1.

- Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Тектоническая карта СССР. Для высших учебных заведений. М-б 1:4000000. Сост.
- под ред. Н. С. Шатского. М., Изд-во Гл. упр. геодез. и картогр., 1953. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в м-бе 1:5000000. Под общ. ред. Н. С. Шатского. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в м-бе 4:5 000 000. Объяснительная
- записка. Сост. Н. С. Шатский, А. А. Богданов. М., Госгеолтехиздат, 1957. Тектоническая карта СССР. М-6 1:10 000 000. Под ред. А. А. Богданова. М., Изд-во
- М-ва геол. и охраны недр СССР, 1961. Тетяев М. М. Геотектоника СССР. Л.— М., ГОНТИ, 1938.
- тихомирова Е. С. Прибрежно-морские отложения Чакырганской синклинали (полуостров Мангышлак). В кн. «Дельтовые и мелководно-морские отложения». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Тихомирова Е. С. Палеогеография и геохимия нижнеолигоценовых марганцевоносных отложений Мангышлака. — Литол. и полезн. ископ., 1964, № 1.
- Трифонов В. Г., Флоренский В. П., Шлезингер А. Е. Роль горизонтальных движений в формировании верхнетриасовой структуры Мангышлака.— Геотектоника, 1965, № 2.
- Трифонов Г. Н. Новые данные по стратиграфии верхнемеловых отложений полуострова Мангышлак.— Труды Геол. музея им. А. П. Карпинского, 1963, вып. 14а.
- Трифонов Н. К. Распространение отложений коньякского яруса на полуострове Мангышлак и в сопредельных с ним районах.— Геол. и геохимия, 1957, вып. 1(7).
- Трифонов Н. К. Новые данные по стратиграфии верхнего мела полуострова Мангышлак.— Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1959, вып. 131 (геол. сб. 4)
- Трифонов Н. К. Новый нефтегазоносный район в Западном Казахстане.— Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1963, вып. 220 (геол. сб. 8).
- Трифонов Н. К., Бураго А. М. Верхнемеловые отложения Мангышлака. Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1960а, вып. 157.
- Трифонов Н. К., Бураго А. М. Стратиграфия, фации и условия залегания верхнемеловых отложений полуострова Мангышлак. -- Автореф. науч. трудов Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1960б, вып. 18.
- Трифонов Н. К., Василенко В. П. Стратиграфия верхнемеловых отложений Мангышлака. — Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, вып. 218.
- Трифонов Н. К., Черепанов Н. Н. Оценка перспектив нефтегазоносности Мангышлака и перспективный план дальнейших работ.— Труды Всес. нефт. науч.исслед. геологоразвед. ин-та, 1959, вып. 132.
- Трифонов Н. К., Черепанов Н. Н., Вялова Р. И. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Мангышлака.— Автореф. науч. трудов Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1959, вып. 19.
- Туголесов Д. А. О причинах трансгрессий и регрессий Каспийского моря.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 6.
- Туголесов Д. А. Геологический очерк Сарыкамышской впадины и района истоков Узбоя. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Турутанова-Кетова А.И. Материалы к вопросу о стратиграфии и возрасте угольных месторождений Мангыстау Казахской ССР.— Уч. зап. Ленингр. ун-та, серия геол.-почв. наук, № 34, 1939, вып. 7.
- Успенская Н. Ю. Пояс крупных разломов в пределах платформы юга Европейской части СССР и Средней Азии.— Сов. геол., 1961, № 3.
- Успенская Н. Ю., Ларин В. И. О направлении поисковых работ на нефть и газ в южной части степного Мангышлака. — Разведка и охрана недр, 1960, № 12.
- Уткин В. С. Четвертичные отложения Мангышлака.— Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1963, вып. 218.
- Ушко К. А., Сырнев И. П. История геологического развития Прикарабогазья в плиоценовое и четвертичное время. В кн. «Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии». Л., Гостоптехиздат, 1962.
- Федоров П. В. Морские террасы восточного побережья Каспия. Докл. АН СССР, 1948, **59**, № 9.
- Федоров П. В. О новейших движениях земной коры в области Каспийской впадины.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1952, 27, № 3.
- Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1957, вып. 10.
- Федорович Б. А. О роли карста в рельефе пустынь.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1949, вып. 43.
- Федотов Ю. А. Новые данные о строении Северо-Западного Узбекистана в связи с перспективами нефтегазоносности. — Новости нефт. техн., геол., 1960, № 7.
- Ферсман А. Е. Русские месторождения сукновальных глин и близких к ним веществ. В кн. «Материалы для изучения естественно-производительных сил России», т. 4. Полезные ископаемые. Пг., 1919, № 24.

- Ферсман А. Е. Глины бентонитовые и глины флоридиновые (чисто сукновальные). В кн. «Нерудные ископаемые», т. І. Л., Изд-во АН СССР, 1926а.
- Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Хаин В. Е. Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Баку, Азнефтеиздат, 1950.
- X а и н В. Е. К проблеме строения Каспийской впадины и структурных связей между Кавказом и Закаспием.— Геол. нефти, 1958, № 9.
- Хаин В. Е., Шарданов А. И. Геологическая история и строение Куринской впадины. Баку, Изд-во АН АзССР, 1952.
- Хайрутдинов Д. Х. К вопросу о генезисе медистых песчаников на полуострове Мангышлак.— Изв. АН КазССР, серия геол. 1954, вып. 18.
- Хайрутдинов Д. Х. К литологии пермо-триасовых отложений хребта Каратау на Мангышлаке.— Изв. АН КазССР, серия геол., 1962, вып. 4.
- Хисамутдинов М. Г. Основные черты тектоники и истории геологического развития структурно-фациальных зон Зайсанской геосинклинальной области.— Труды Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1963, 94.
- X у д о б и н а Е. А. Магматические породы Западной Туркмении.— Труды Всес. науч.исслед. геол. ин-та, 1961, 45, вып. 4.
- Чарыгин М. М., Васильев Ю. М., Мильничук В. С. и др. Геология и перспективы нефтегазоносности Арало-Каспийского региона. М., Госгортоптехиздат, 1963.
- Чельцов Ю. Г., Сальман Г. Б. О стратиграфических взаимоотношениях и условиях залегания понтических и мэотических отложениях Прикарабогазья.— Труды Компл. южной геол. экспед. АН СССР, 1962, вып. 8.
- Черепанов Н. Н. О дальнейшем направлении геолого-поисковых работ на Мангышлаке.— Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1963, вып. 218. Черепанов Н. Н., Слепакова Г. И. Структуры юго-западной части южного
- Черепанов Н. Н., Слепакова Г. И. Структуры юго-западной части южного Мангышлака (площадь мыс Песчаный— впадина Каунды).— Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1963, вып. 218.
- Чехович В. Д., Соловьева М. Н., Железнов В. М. и др. Новые данные о девоне Кызыл-Кумов.— Докл. АН СССР, 1956, 107, № 1.
- Шалабаев С. А. Перспективы нефтегазоносности Южного Мангышлака и Северного Прикарабогазыя.— Изв. КазССР, серия геол., 1963, вып. 2(53).
- Шатский Н. С. Большой Донбасс и система Вичита. Сравнительная тектоника древних платформ.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 6.
- Шатский Н. С. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности. В кн. «Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти академика А. Д. Архангельского». М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. О международной тектонической карте Европы. М-б 1:25 000 000.— Изв. СССР, серия геол., 1961, № 4.
- Ш в е д о в Г. В. Геологическое строение и нефтеносность центральной зоны полуострова Бузачи (Кызанская площадь).— Автореф. науч. трудов Всес. нефт. науч. исслед. геологоразвед. ин-та, 1959, вып. 19.
- Шведов Г.В., Димаков А.И. Тектоническое строение и перспективы нефтегазоносности Северного Мангышлака.— Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвел. ин-та. 1963. вып. 218.
- вед. ин-та, 1963, вып. 218. Шведов Г.В., Димаков А.И., Кручинин К.В. Геолого-геофизическая изученность Мангышлака в связи с его нефтегазоносностью.— Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1963, вып. 218.
- Шевырев А. А., Шлезингер А. Е. К вопросу о возрасте нижних горизонтов триаса на полуострове Мангышлак.— Докл. АН СССР, 1960, 133, № 6.
- Шкрабо В. А. Геологическое строение западного окончания Беке-Башкудукской антиклинали и результаты бурения на полуострове Тюб-Караган.— Автореф. науч. трудов Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1956, вып. 17.
- науч. трудов Всес. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1956, вып. 17.
  Шлезингер А. Е. К вопросу о расчленении пермо-триасового (каратауского) комплекса полуострова Мангышлак.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, 34, вып. 6.
- Шлезингер А. Е. Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций. В кн. «Тезисы докладов Совещания по проблемам тектоники». М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Шлезингер А. Е., Плещеев И. С. История формирования рельефа Мангышлака и связь его с основными тектоническими структурами.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, 34, вып. 3.
- Шолохов В. В. О происхождении и структурной приуроченности валов Сыртшанжал Западного Устюрта. В кн. «Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии». Л., Гостоптехиздат, 1962а.
- Шолохов В. В. Об отражении в рельефе Устюрта неогеновых дислокаций и возможных связях складок Южного Устюрта и Мангышлака. В кн. «Структурногеоморфологические исследования в Прикаспии». Л., Гостоптехиздат, 19626.
- Шолохо̂в̂ В. В. Отражение глубинных нарушений в геоморфологическом облике Устюрта.— Нефтегаз. геол. и геофиз., 1963, № 8.

- Шолохов В. В., Чельцов Ю. Г. О мэотических и понтических отложениях Западного Устюрта.— Изв. высших учеб. завед., геол. и разведка, 1960, № 10.
- Шуль ц С. С. Основные черты мезо-кайнозойской структуры Арало-Каспийского водораздела.— Труды Лабор. аэрометодов АН СССР, 1955, 4.
- Шульц С. С., Можаев Б. Н. Оползни полуострова Тюб-Караган.— Вестн. Ленингр. ун-та, серия геол. и геогр., № 24, 1956а, вып. 4. Шульц С. С., Можаев Б. Н. Опыт изучения тектонического строения морского
- тульц С. С., можаев Б. н. Опыт изучения тектонического строения морского дна Северного Каспия и его побережий по данным аэрогеологических исследований. Труды Лабор. аэрометодов АН СССР, 1956б, 5.
   берзин А. Г. О кайнозойских отложениях Сарыкамыша. В кн. «Труды выездной
- Эберзин А. Г. О кайнозойских отложениях Сарыкамыша. В кн. «Труды выездной II сессии Академии наук Туркменской ССР». Ашхабад, Изд-во АН ТуркмССР, 1952.
- Эберзин А. Г. О плиоценовых отложениях Туркменской ССР.— Труды Ин-та геол. АН ТуркмССР, 1956, 1. Эберзин А. Г. Неоген Северной Туркмении.— Труды Компл. южной геол. экспед.
- 9 берзин А. Г. Неоген Северной Туркмении.— Труды Компл. южной геол. экспед. АН СССР, 1960, вып. 5.
- Эберзин А. Г., Клейнер Ю. М. Об акчагыле Мангышлака.—Докл. АН СССР, 1958, **120**, № 2.
- Ямнов А. А. О признаках обводнения Сарыкамышской котловины в средние века и возрасте сарыкамышских отложений с Cardium edule L.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1953, № 4.
- Яншин А. Л. О погребенных герцинидах к востоку от Каспийского моря.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1945, 20, вып. 5—6.
- Яншин А. Л. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака.— Изв. АН СССР, серия геол. 1948. № 5.
- выяснения соотношении урада, тянь-шаня и мангышлака.— изв. Ан СССР, серия геол., 1948, № 5. Яншин А. Л. Палеоген Мангышлака.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1950, 25, вып. 5.
- Яншин А. Л. 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
- му вопросу. В кн. «Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти академика А. Д. Архангельского». М., Изд-во АН СССР, 1951. Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. М., Изд-во МОИП, 1953. Яншин А. Л. О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической
- природе Южноэмбенского поднятия.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1955, 30, вып. 5. Яншин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ. В кн. «Тезисы докладов Совещания по проблемам тектоники». М., Изд-во АН СССР, 1962а.
- Яншин А. Л. 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 обрамления». М., Гостоптехиздат, 1962б.
- Яниин А. Л. Основные черты тектонического строения и развития Евразии. В кн. «Тезисы докладов Совещания по проблемам тектоники». М., Изд-во АН СССР, 1962в.
- Ясенева М. А. Палеозойские отложения района Джанай.— Докл. АН СССР, 1956, 110, № 6.
- Stille H. Über europaisch-zentralasiatische Gebirgszusammenhänge. Nachrichten d. Gesellsch. d. Wissensch. zu Göttingen, 1928.

## оглавление

Введение
Глава I. Изучение тектоники Мангышлакской системы дислокаций 9
Глава II. Породы складчатого фундамента Мангышлакской системы дислокаций 24
Нижний структурный ярус складчатого фундамента (докаратауский ком- плекс)
Верхний структурный ярус складчатого фундамента (каратауский ком- плекс)
Пермь
Триас
Глава III. Отложения платформенного чехла Мангышлакской системы дисло- каций
Рэт-лейасовый (первый) структурный ярус
Юра
Палеоген и нижний миопен
Среднемиоденово-нижнеплиоденовый (третий) структурный ярус
Верхнеплиоценово-четвертичный (четвертый) структурный ярус 99
Глава IV. Морфология и соотношения структур Мангышлакской системы дислокаций
Складчатый фундамент
Нижний структурный ярус
Верхний структурный ярус
Платформенный чехол
Первый (рэт-лейасовый) структурный ярус
Второй (среднеюрско-нижнемиоценовый) структурный ярус 119
Структуры Центрального Мангышлака
Структуры Восточного Мангышлака
Структуры Центрального Устюрта
Третий (среднемиоценово-нижнеплиоценовый) структурный ярус 152 Четвертый (верхнеплиоценово-четвертичный) структурный ярус 155
Связь современного рельефа с основными структурными элементами плат-
форменного чехла
Глава V. Соотношение структур складчатого фундамента и платформенного
чехла
Глава VI. История формирования структурного плана Манцышлакской системы
дислокаций
Геосинклинальный этап развития
Платформенный этап развития
Глава VII. Соотношение Мангышлакской системы дислокаций со сходными структурными элементами Евразии
Глава VIII. Некоторые тектонические закономерности размещения полезных ископаемых Мангышлакской системы дислокаций
Заключение
Литература

217

### CONTENTS

Chapter I. Tectonical studies of the Mangyshlak dislocation system	Introduction
Lower structural stage of the folded basement (Pre — Karataussk complex) Upper structural stage of the folded basement (Karataussk complex) Permian	Chapter I. Tectonical studies of the Mangyshlak dislocation system
Upper structural stage of the folded basement (Karataussk complex)  Permian Triassic  Chapter III. Platform cover deposits of the Mangyshlak dislocation system Rhaetian — Liassic (first) structural stage Middle Jurassic — Lower Miocenic (second) structural stage  Faleogene and Lower Miocene Middle Miocenic — Lower Pliocenic (third) structural stage  Upper Pliocenic — Quaternary (fourth) structural stage  Upper Pliocenic — Quaternary (fourth) structural stage  Folded basement  Upper structural stage  Upper structural stage  Upper structural stage  Platform cover  First (Rhaetina — Liassic) structural stage  Second (Middle Jurassic — Lower Miocenic) structural stage  Central Mangyshlak structures  Eastern Mangyshlak structures  Eastern Mangyshlak structures  Third (Middle Miocenic — Lower Pliocenic) structural stage  Relations between the present relief and the main structural elements of the platform cover  Chapter V. Relations of structures in the folded basement and in the platfmorm cover  Chapter V. Relations of structures in the folded basement and in the platfmorm cover  Chapter V. Relations between the Mangyshlak dislocation system  Geosynclinal stage of development  Nature of tectonic movements during the platform stage of development  Chapter VII. Relations between the Mangyshlak dislocation system and the similar structural elements of Eurasia  Chapter VII. Some tectonic regularities in the location of minerals in the Mangyshlak dislocation system  Conclusion  Conclusion  195	Chapter II. Folded basement rocks of the Mangyshlak dislocation system 24
Triassic  Chapter III. Platform cover deposits of the Mangyshlak dislocation system  Rhaetian — Liassic (first) structural stage  Middle Jurassic — Lower Miocenic (second) structural stage  Jurassic  Cretaceous  Paleogene and Lower Miocene  Middle Miocenic — Lower Pliocenic (third) structural stage  Upper Pliocenic — Quaternary (fourth) structural stage  Upper Pliocenic — Quaternary (fourth) structural stage  Upper Pliocenic — Quaternary (fourth) structural stage  Upper structural stage  Upper structural stage  Upper structural stage  Platform cover  First (Rhaetina — Liassic) structural stage  Central Mangyshlak structures  Second (Middle Jurassic — Lower Miocenic) structural stage  Central Mangyshlak structures  Central Usturt structures  Third (Middle Miocenic — Lower Pliocenic) structural stage  Fourth (Upper Pliocene — Quaternary) structural stage  Relations between the present relief and the main structural elements of the platform cover  Chapter V. Relations of structures in the folded basement and in the platfmorm cover  Chapter V. Relations of structures in the folded basement and in the platfmorm cover  Chapter V. Relations of structures in the folded basement and in the platfmorm cover  Chapter V. Relations between the Mangyshlak dislocation system  Nature of tectonic movements during the platform stage of development  Nature of tectonic movements during the platform stage of development  Chapter VII. Relations between the Mangyshlak dislocation system and the similar structural elements of Eurasia  Chapter VII. Some tectonic regularities in the location of minerals in the Mangyshlak dislocation system  Conclusion  Conclusion  195	Upper structural stage of the folded basement (Karataussk complex) 29
Rhaetian — Liassic (first) structural stage	
Rhaetian — Liassic (first) structural stage  Middle Jurassic — Lower Miocenic (second) structural stage  Jurassic — S4  Cretacecous — S6  Paleogene and Lower Miocene — S8  Middle Miocenic — Lower Pliocenic (third) structural stage — 92  Upper Pliocenic — Quaternary (fourth) structural stage — 92  Upper Pliocenic — Quaternary (fourth) structural stage — 92  Chapter IV. Morphology and structure relations in the Mangyshlak dislocation system — 104  Lower structural stage — 105  Platform cover — 118  First (Rhaetina — Liassic) structural stage — 119  Second (Middle Jurassic — Lower Miocenic) structural stage — 119  Central Mangyshlak structures — 119  Eastern Mangyshlak structures — 119  Central Usturt structures — 119  Third (Middle Miocenic — Lower Pliocenic) structural stage — 155  Fourth (Upper Pliocene — Quaternary) structural stage — 155  Relations between the present relief and the main structural elements of the platform cover — 156  Chapter V. Relations of structures in the folded basement and in the platfmorm cover — 157  Chapter VI. Formation history of the structural pattern of Mangyshlak dislocation system — 167  Nature of tectonic movements during the platform stage of development — 167  Chapter VII. Relations between the Mangyshlak dislocation system and the similar structural elements of Eurasia — 168  Chapter VIII. Some tectonic regularities in the location of minerals in the Mangyshlak dislocation system — 169  Conclusion — 169  Con	Chapter III. Platform cover deposits of the Mangyshlak dislocation system 49
Middle Jurassic — Lower Miocenic (second) structural stage Jurassic Cretaceous Paleogene and Lower Miocene Middle Miocenic — Lower Pliocenic (third) structural stage Upper Pliocenic — Quaternary (fourth) structural stage Upper Pliocenic — Quaternary (fourth) structural stage Upper Pliocenic — Quaternary (fourth) structural stage Upper structural stage First (Rhaetina — Liassic) structural stage Second (Middle Jurassic — Lower Miocenic) structural stage Eastern Mangyshlak structures Eastern Mangyshlak structures Eastern Mangyshlak structures Third (Middle Miocenic — Lower Pliocenic) structural stage Fourth (Upper Pliocene — Quaternary) structural stage Third (Middle Miocenic — Lower Pliocenic) structural elements of the platform cover Chapter V. Relations of structures in the folded basement and in the platfmorm cover Chapter VI. Formation history of the structural pattern of Mangyshlak dislocation system Ocosynclinal stage of development Platform stage of development Nature of tectonic movements during the platform stage of development Chapter VII. Some tectonic regularities in the location of minerals in the Mangyshlak dislocation system Chapter VIII. Some tectonic regularities in the location of minerals in the Mangyshlak dislocation system Conclusion  Conclusion  Middle Miocenic — Lower Miocenic (third) structural stage 105 104 105 105 106 107 107 108 109 109 109 109 109 109 109 109 109 109	
Jurassic Cretaceous Cretaceous Paleogene and Lower Miocene Middle Miocenic — Lower Pliocenic (third) structural stage Upper Pliocenic — Quaternary (fourth) structural stage Upper Pliocenic — Quaternary (fourth) structural stage  Chapter IV. Morphology and structure relations in the Mangyshlak dislocation system  Folded basement Lower structural stage Upper structural stage Upper structural stage Platform cover First (Rhaetina — Liassic) structural stage Second (Middle Jurassic — Lower Miocenic) structural stage Central Mangyshlak structures Eastern Mangyshlak structures Central Usturt structures Third (Middle Miocenic — Lower Pliocenic) structural stage Fourth (Upper Pliocene — Quaternary) structural stage Fourth (Upper Pliocene — Quaternary) structural stage Fourth (Upper Pliocene — Quaternary) structural elements of the platform cover  Chapter V. Relations of structures in the folded basement and in the platfmorm cover  Chapter VI. Formation history of the structural pattern of Mangyshlak dislocation system  Nature of tectonic movements during the platform stage of development Nature of tectonic movements during the platform stage of development Chapter VII. Relations between the Mangyshlak dislocation system and the similar structural elements of Eurasia  Chapter VIII. Some tectonic regularities in the location of minerals in the Mangyshlak dislocation system  Conclusion  Conclusion  1952  Conclusion  1953  1954  1955  1956  1957	
Cretaceous Paleogene and Lower Miocene Paleogene and Lower Miocene Middle Miocenic — Lower Pliocenic (third) structural stage Upper Pliocenic — Quaternary (fourth) structural stage Upper Pliocenic — Quaternary (fourth) structural stage  Chapter IV. Morphology and structure relations in the Mangyshlak dislocation system  Folded basement Lower structural stage Upper structural stage Upper structural stage Platform cover  First (Rhaetina — Liassic) structural stage Second (Middle Jurassic — Lower Miocenic) structural stage Central Mangyshlak structures  Central Mangyshlak structures  Third (Middle Miocenic — Lower Pliocenic) structural stage Fourth (Upper Pliocene — Quaternary) structural stage Fourth (Upper Pliocene — Quaternary) structural stage Fourth (Upper Pliocene — Quaternary) structural elements of the platform cover  Chapter V. Relations of structures in the folded basement and in the platfmorm cover  Chapter VI. Formation history of the structural pattern of Mangyshlak dislocation system  Nature of tectonic movements during the platform stage of development  Chapter VII. Relations between the Mangyshlak dislocation system and the similar structural elements of Eurasia  Chapter VIII. Some tectonic regularities in the location of minerals in the Mangyshlak dislocation system  Conclusion  Conclusion  Geosphale Missional Structures in the location of minerals in the Mangyshlak dislocation system  1952	
Paleogene and Lower Miocene Middle Miocenic — Lower Pliocenic (third) structural stage Upper Pliocenic — Quaternary (fourth) structural stage 95 Chapter IV. Morphology and structure relations in the Mangyshlak dislocation system Folded basement 104 Lower structural stage 105 Platform cover 116 First (Rhaetina — Liassic) structural stage 117 Second (Middle Jurassic — Lower Miocenic) structural stage 118 Central Mangyshlak structures 119 Central Mangyshlak structures 110 Third (Middle Miocenic — Lower Pliocenic) structural stage 111 Third (Middle Miocenic — Quaternary) structural stage 112 Relations between the present relief and the main structural elements of the platform cover 116 Chapter V. Relations of structures in the folded basement and in the platfmorm cover 117 Nature of tectonic movements during the platform stage of development 118 Chapter VIII. Relations between the Mangyshlak dislocation system and the similar structural elements of Eurasia 119 Chapter VIII. Some tectonic regularities in the location of minerals in the Mangyshlak dislocation system 119 Conclusion 110 110 110 110 110 110 110 110 110 11	
Upper Pliocenic — Quaternary (fourth) structural stage 99  Chapter IV. Morphology and structure relations in the Mangyshlak dislocation system	
Upper Pliocenic — Quaternary (fourth) structural stage	Middle Miocenic - Lower Pliocenic (third) structural stage 99
Chapter IV. Morphology and structure relations in the Mangyshlak dislocation system	
Folded basement	
Folded basement	
Lower structural stage	Folded basement
Upper structural stage  Platform cover  First (Rhaetina — Liassic) structural stage  Second (Middle Jurassic — Lower Miocenic) structural stage  Central Mangyshlak structures  Eastern Mangyshlak structures  Central Usturt structures  Third (Middle Miocenic — Lower Pliocenic) structural stage  Fourth (Upper Pliocene — Quaternary) structural stage  Relations between the present relief and the main structural elements of the platform cover  Chapter V. Relations of structures in the folded basement and in the platfmorm cover  Chapter VI. Formation history of the structural pattern of Mangyshlak dislocation system  Platform stage of development  Nature of tectonic movements during the platform stage of development  Chapter VII. Relations between the Mangyshlak dislocation system and the similar structural elements of Eurasia  Chapter VIII. Some tectonic regularities in the location of minerals in the Mangyshlak dislocation system  Conclusion  105  105  107  108  109  109  109  109  109  109  109	
Platform cover First (Rhaetina — Liassic) structural stage Second (Middle Jurassic — Lower Miocenic) structural stage Central Mangyshlak structures Eastern Mangyshlak structures Central Usturt structures Third (Middle Miocenic — Lower Pliocenic) structural stage Fourth (Upper Pliocene — Quaternary) structural stage Fourth (Upper Pliocene — Quaternary) structural stage Relations between the present relief and the main structural elements of the platform cover Chapter V. Relations of structures in the folded basement and in the platfmorm cover Chapter VI. Formation history of the structural pattern of Mangyshlak dislocation system Geosynclinal stage of development Platform stage of development Nature of tectonic movements during the platform stage of development Chapter VII. Relations between the Mangyshlak dislocation system and the similar structural elements of Eurasia Chapter VIII. Some tectonic regularities in the location of minerals in the Mangyshlak dislocation system  196 Conclusion 197 Conclusion 198 Co	Upper structural stage
First (Rhaetina — Liassic) structural stage	
Second (Middle Jurassic — Lower Miocenic) structural stage	First (Rhaetina — Liassic) structural stage
Central Mangyshlak structures	Second (Middle Jurassic - Lower Miocenic) structural stage
Eastern Mangyshlak structures	Central Mangyshlak structures
Central Usturt structures	Eastern Mangyshlak structures
Third (Middle Miocenic — Lower Pliocenic) structural stage	Central Usturt structures
Fourth (Upper Pliocene — Quaternary) structural stage	
Relations between the present relief and the main structural elements of the platform cover	
Chapter VI. Formation history of the structural pattern of Mangyshlak dislocation system	Relations between the present relief and the main structural elements of the
System	
Geosynclinal stage of development	system
Platform stage of development	Geosynclinal stage of development
Chapter VII. Relations between the Mangyshlak dislocation system and the similar structural elements of Eurasia	Platform stage of development
Chapter VIII. Some tectonic regularities in the location of minerals in the Mangyshlak dislocation system	Chapter VII. Relations between the Mangyshlak dislocation system and the simi-
Conclusion	Chapter VIII. Some tectonic regularities in the location of minerals in the Man-
DIDHOGRADHY	Bibliography

#### А. Е. Шлезингер

# Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций

Труды Геологического института, вып. 132

Утверждено к печати Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства Рабинович Л. А. Контрольный редактор С. Т. Попова
Технические редакторы В. В. Волкова и О. Г. Ульянова

Сдано в набор 26/III 1965 г. Подписано к печати 23/VII 1955 г. Формат 70×108¹/1₀. Печ. л. 13³/4+2 вкл. = 18,83 усл. л. Уч.-изд. л. 18,8 — 0,4 вкл. = 19,2. Тираж 1200 экз. Т-06183. Изд. № 3347/65. Тип. зак. № 2272 Темплан 1965 г. № 515

Цена 1 р. 34 к.

Издательство «Наука» Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука» Москва, Г-99, Шубинский пер., 10