

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

---

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

А. Л. КНИППЕР

**ТЕКТОНИКА  
БАЙКОНУРСКОГО  
СИНКЛИНОРИЯ**

**(ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

---

МОСКВА 1963

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

---

GEOLOGICAL INSTITUTE

A. L. KNIPPER

TECTONICS  
OF BAIKONUR  
SYNCLINORIUM  
(CENTRAL KAZAHKSTAN)

*(Transactions, vol. 90)*

---

PUBLISHING OFFICE ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

MOSCOW 1963

А. Л. КНИППЕР

ТЕКТОНИКА  
БАЙКОНУРСКОГО  
СИНКЛИНОРИЯ  
(ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

*(Труды вып. 90)*

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

член-корр. АН СССР *А. В. Пейве* (главный редактор),  
*М. С. Марков, В. В. Меннер, П. П. Тимофеев*

Ответственный редактор

*Н. А. Штрейс*

---

EDITORIAL BOARD:

Corresp. member of USSR Academy of Sciences *A. V. Peive*  
(Chief Editor), *M. S. Markov, V. V. Menner, P. P. Timofeev*

Responsible Editor

*N. A. Shtreis*

## ВВЕДЕНИЕ

Исследованная территория входит в состав Джезказганского района Карагандинской области Казахской ССР. Располагается она на водоразделе рек Тургай и Сарысу. В геологическом отношении изученная область находится на юго-западной окраине Центрального Казахстана, известной под названием Улутавской складчатой зоны или геосинклинальной системы Улутау (Шатский, 1946).

Предлагаемая вниманию читателей работа посвящена стратиграфии и тектонике Байконурского синклинория, входящего в геосинклинальную систему Улутау, которая начиная с 1950 г. последовательно изучалась группой геологов Геологического института АН СССР под руководством Н. А. Штрейса. Вначале была изучена область верхнепротерозойского прогиба (Марков, 1958, 1962), а затем зона нижнепротерозойского поднятия (Павлова, 1959, 1960). Основные итоги изучения докембрийских тектонических форм были подведены Н. А. Штрейсом (1960<sup>1,2</sup>). Настоящая монография является завершением этого цикла исследований. В ней описываются нижнепалеозойские тектонические формы складчатой системы Улутау.

Основой для представленной работы послужили геологические материалы, собранные автором в период с 1955 по 1960 г., а также материалы Н. А. Штрейса, М. С. Маркова и Т. Г. Павловой, исследовавших смежные районы. В 1952—1954 гг. автор совместно с Н. А. Штрейсом и М. С. Марковым исследовал значительную часть юго-восточного ограничения Байконурского синклинория.

Все исследования проводились на основе геологического картирования.

В процессе работы автором выяснялись вопросы стратиграфии нижнепалеозойских отложений, закономерности расположения складчатых и разрывных дислокаций на территории Байконурского синклинория, а также закономерности, связанные с историей развития этого прогиба в палеозое. Пример изучения геологии района Байконурского синклинория может оказаться интересным для выяснения ряда теоретических вопросов, которые включают в себя соотношение осадконакопления и складчатости, проблему развития наложенных и унаследованных тектонических форм, а также вопрос о некоторых принципах тектонического районирования.

Все эти проблемы являются очень сложными и охватывают большой круг вопросов. Поэтому автор смог коснуться только некоторых из этих теоретических задач, которые прямо вытекали из нижеизложенного материала.

В процессе написания работы автор использовал фондовые материалы Центрально-Казахстанского геологического управления, а именно: отчеты А. В. Волина, И. И. Гладкова и Э. Д. Джавадова.

Также были использованы данные объяснительных записок к геологическим картам крупного масштаба, составленных в разные годы В. Ф. Беспаловым, А. Г. Бером, Л. И. Боровиковым, А. В. Волиным, Ю. А. Зайцевым и Б. А. Петрушевским.

Большую помощь в проведении геологосъемочных работ автору оказали геологи Центрально-Казахстанского геологического управления — В. М. Добрынин и Е. М. Сигитова, за что он выражает им свою глубокую признательность.

Очень благодарен автор и своим товарищам по полевым работам 1957—1960 гг. — Ф. П. Харлову и А. И. Положихиной, а также Р. А. Борукаеву, И. Ф. Никитину и Г. А. Ергалиеву, просмотревшим вместе с ним в 1960 г. ряд опорных разрезов нижнего палеозоя Улутау и давших ряд ценных указаний.

Коллекция окаменелостей, собранных в нижнепалеозойских отложениях, определена рядом геологов.

Граптолиты определялись Б. М. Келлером и Д. Г. Цаем, брахиоподы — И. Ф. Никитиным, Т. Б. Рукавишниковой и Ю. А. Туютян, трилобиты — М. К. Апполоновым, Н. В. Покровской и М. Н. Чугаевой, беззамковые брахиоподы — В. Ю. Горянским, гастроподы — В. А. Востоковой. В процессе оформления работы графикой большую помощь оказал Ф. П. Харлов. Постоянно помогали автору советами во время написания монографии М. С. Марков, А. С. Новикова, П. Е. Оффман, Т. Г. Павлова, Е. В. Павловский и Д. А. Туголесов. Всем упомянутым лицам автор приносит искреннюю благодарность.

Особенно автор признателен своему руководителю Н. А. Штрейсу, который постоянными советами направлял его работу и способствовал ее выполнению.

## Глава I

# ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОГО УЛУТАУ

## ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ СТРАТИГРАФИИ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Первые сведения о нижнепалеозойских отложениях в районе рудника Байконур мы находим в работе И. К. Зайцева (1934), который выделил здесь сильно хлоритизированную и серицитизированную песчаниково-сланцевую толщу, несогласно залегающую на кристаллических (докембрийских?) сланцах. Возраст этой толщи, имеющей мощность 1500 м, по И. К. Зайцеву, — силурийский. С 1934 г. никаких новых данных о строении разреза нижнепалеозойских отложений Улутау получено не было<sup>1</sup>. В это время Н. Г. Кассин (1937) даже не упоминает о наличии нижнего палеозоя на территории Юго-Западного Улутау, а В. Ф. Беспалов в юго-западном углу на геологической карте показывает широкое поле развития средне-верхнедевонских образований.

В 1943 г. А. В. Волин исследовал район, расположенный к северу от пос. Карсакпай, где им была разработана схема стратиграфии как докембрийских, так и нижнепалеозойских отложений. Основываясь на сопоставлении с разрезами Большого Каратау, А. В. Волин условно выделил все три отдела кембрийской системы и нижнеордовикские отложения. К нижнему отделу кембрия были отнесены три свиты (снизу вверх): 1) толща графитоидных сланцев, 2) толща полосчатых и окремнелых туфов и 3) толща кремнистых сланцев. Общая мощность нижнекембрийских отложений — 1350 м. Выше располагается среднекембрийская толща разноцветных сланцев и оолитовых халцедонолитов мощностью 700 м.

Вышележащую песчано-сланцевую толщу, мощностью 2500 м, А. В. Волин относит к верхнему кембрию. Венчается разрез нижнепалеозойских отложений эффузивно-конгломератовой толщей мощностью 2450 м. Никакой фауны, доказывающей возраст выделенных им свит, А. В. Волин не нашел. Позднее, в 1945 г., он дает несколько иную стратиграфическую схему деления нижнепалеозойских отложений для районов, расположенных к югу от пос. Байконур. Здесь в нижнепалеозойском разрезе им были выде-

---

<sup>1</sup> В это время начинается интенсивное изучение нижнепалеозойских отложений Большого и Малого Каратау. Работами В. Н. Вебера, И. И. Машкары, Н. А. Козлова, В. А. Соколова и П. Л. Безрукова здесь устанавливаются фаунистически охарактеризованные отложения среднего и верхнего кембрия и всех отделов ордовика. Это позволило в дальнейшем Н. Г. Кассину (1947) сопоставить нижнепалеозойские отложения Джекказган-Улутауского района с таковыми хр. Каратау. В дальнейшем исследователи Улутау также часто прибегали к сравнительной характеристике разрезов этих двух районов для обоснования возраста отдельных свит нижнепалеозойского разреза Улутау.

лены только кембрийские отложения, разделенные на две формации. Нижняя, песчано-сланцевая, включает в себя три свиты: 1) свиту базальных конгломератов, 2) зеленую песчаниково-сланцевую и 3) свиту тиллитоподобных конгломератов. Общая мощность песчаниково-сланцевой формации, отнесенной А. В. Волиным к нижнему — среднему кембрию, около 1200 м. Выше залегают верхнекембрийская ванадиеносная формация, состоящая из различных кремнистых, кремнисто-углистых сланцев и известняков, общей мощностью 550 м. При сопоставлении двух стратиграфических схем А. В. Волина за 1943 и 1945 гг. бросается в глаза их полная несогласованность, несмотря на то, что площади, заснятые А. В. Волиным в 1943 и 1945 гг., непосредственно продолжают одна другую и находятся в пределах единой меридионально вытянутой полосы нижнепалеозойских пород, начинающейся на севере, в районе гор Жалтау, и кончающейся на юге, в районе р. Белеуты.

Действительно, песчаниково-сланцевая нижне-среднекембрийская формация, выделенная А. В. Волиным в 1945 г., не может быть литологически сопоставлена с нижне-среднекембрийскими свитами, выделенными им в 1943 г.

Песчаниково-сланцевые отложения, которые могут быть сопоставлены по составу пород, в 1943 г. А. В. Волин отнес к верхнему кембрию, а в 1945 г. он поместил их в разрезе между нижним и средним кембрием.

Стратиграфическая схема А. В. Волина была положена в основу расчленения нижнепалеозойских отложений на карте листа L-42, составленной М. И. Александровой, Б. И. Борсуком, А. В. Волиным и др. Однако этими авторами были учтены и данные Л. И. Боровикова, начавшего заниматься изучением нижнепалеозойских отложений в 1946 г., благодаря чему разделение нижнего палеозоя юго-западной части Улутау приобрело более стройный вид.

К нижнему кембрию здесь были отнесены базальные конгломераты, отмеченные в верховьях рек Бозинген и Кара-Сире. По рекам Белеуты и Кара-Сире под «тиллитоподобными» породами встречен горизонт алевролитовых сланцев, в верхней части которого преобладают хлоритизированные известняковые сланцы. Мощность горизонта около 150 м, мощность «тиллитоподобных» пород — 250—300 м.

Выше по разрезу выделяется серия кремнистых осадков, которые составляют верхнюю половину кембрийских осадков и отделены от подстилающих пород несогласием. Углисто-кремнистые сланцы вверх по разрезу сменяются серыми тонкослоистыми известняками. Суммарная мощность 350 м.

Выше выделяются кембрийские и частью ордовикские отложения, нерасчлененные. К ним относится довольно мощная толща песчаников и сланцев. В состав этой толщи входят серицитизированные глинистые сланцы, кварцевые и полимиктовые песчаники, алевролиты и конгломераты. Мощность толщи — 600 м. Авторы отмечали, что положение этой толщи в общем разрезе нижнего палеозоя еще недостаточно изучено. Возможно, что нижняя часть ее формировалась еще в верхнем кембрии.

Таким образом, к 1949 г. в зоне сочленения докембрийского массива Улутау и нижнепалеозойского прогиба были условно выделены как кембрийские, так и нижнеордовикские образования. Как мы увидим далее, последовательность разреза кембрийских отложений — известняковые и хлоритизированные сланцы, «тиллитоподобные» конгломераты, кремнисто-углистые сланцы и известняки — ни одним из последующих исследователей не отрицается.

Однако в более западных районах (северо-восточная часть листа L-41) вплоть до 1948 г. никаких детальных исследований нижнепалеозойских отложений не проводилось. Поэтому на геологической карте СССР

в районе Кызыл-Орды Б. А. Петрушевский для района рек Буланта, Байконур и Киякты, очевидно, использовал старые данные И. К. Зайцева. Здесь выделены нерасчлененные нижнепалеозойские отложения, представленные в нижней части разреза темно-серыми песчанистыми сланцами, содержащими кое-где прослой туфо-конгломератовых пород, состоящих из округлых галек и валунов габбровых, пироксенитовых и некоторых других основных пород. На них налагает толща чередующихся зеленовато-серых и фиолетово-серых, темно-серых и пестроцветных (преобладают желтые и красноватые) кремнистых пород. Эта толща на основании сопоставления с другими районами условно относилась к силуру (ордовик? — А. К.). Как мы увидим далее, такая схема деления нижнепалеозойских отложений ничего общего с действительностью не имеет.

С 1946 г. на описываемой территории листов L-41 и L-42 начинаются планомерные исследования разреза нижне-палеозойских отложений, проводимые Л. И. Боровиковым. В 1946 г. на реках Думалы-Жиланчик, Дулыгалы-Жиланчик и Жосса Л. И. Боровиков собрал обильные остатки фауны брахиопод, пелеципод, гастропод, ортоцератид и трилобитов, давших при определении ордовикский (по Л. И. Боровикову, арениг-ландейский) возраст вмещающих их отложений. Таким образом, ордовикские отложения, предполагавшиеся в пределах юго-западного Улутау, впервые получили свое фаунистическое доказательство.

В 1947 г. Л. И. Боровиков в бассейнах рек Каргалы, Дулыгалы-Жиланчик и Думалы-Жиланчик в разрезе нижнепалеозойских отложений выделил пять свит, из которых две нижние относились к кембрийской системе, а три верхние — к ордовикской.

Эта стратиграфическая схема в какой-то мере, очевидно, легла в основу расчленения нижнепалеозойских отложений в районе Тургая на карте, составленной А. Г. Бером, Е. П. Бойцовой, Л. И. Боровиковым, под редакцией Н. Г. Кассина в 1948 году.

В объяснительной записке к этому листу выделяются нерасчлененный нижний палеозой (верховья р. Кулябай-Бокса-Жиланчик) и ордовикские отложения. Нерасчлененные нижнепалеозойские отложения состоят из сильно метаморфизованных зеленовато-серых хлорит-серицитовых сланцев с редкими прослоями зеленовато-серых песчаников и конгломератов. Видимая мощность этих отложений 800 м.

Выше залегает мощная ордовикская серия пород, в которой снизу вверх выделяются эффузивно-осадочная и песчаниково-сланцевая свиты. «В основании верхней свиты залегают крупногалечные и валунные конгломераты, состоящие из подстилавных эффузивных и кремнистых пород... Верхняя свита залегает на нижней без видимого несогласия, но наличие конгломератов в основании свидетельствует о перерыве в отложении и глубоком размыве».

Л. И. Боровиков в последующие годы значительно расширяет площадь своих исследований, охватывая как районы, заснятые А. В. Волиным в 1943 и 1945 гг., так и области, по существу являвшиеся «белым пятном» в смысле расчленения нижнепалеозойских отложений. Один из рабочих вариантов стратиграфии нижнепалеозойских отложений дается Л. И. Боровиковым в 1949 г., а затем, в 1952, 1955 и 1961 гг., им описывается одна и та же окончательная схема стратиграфии нижнепалеозойских отложений Улутау.

Работы Л. И. Боровикова очень много дали для понимания геологического строения западной части Улутауской складчатой системы. Впервые им была описана большая площадь распространения нижнепалеозойских пород, приведены детальные разрезы выделяемых толщ, собрана ордовикская фауна и сопоставлены многочисленные разрезы нижнепалеозойских образований Центрального Казахстана. Эти исследования заслуживают более детального рассмотрения.

На территории юго-западного Улутау Л. И. Боровиков<sup>1</sup> выделил комплекс отложений, охватывающий как всю кембрийскую, так и ордовикскую системы. На фиг. 1 приводится сводная стратиграфическая колонка нижнепалеозойских отложений, взятая из работы Л. И. Боровикова (1955). Здесь нужно отметить следующие интересные особенности строения разреза.

1. Разрез нижнепалеозойских отложений расчленяется на четыре толщи, каждая из которых начинается с грубых терригенных осадков и оканчивается тонкими хемогенными или глинистыми породами. Любая из выделенных толщ залегает на нижележащей толще с перерывом и несогласием. Нижняя, первая, толща охватывает нижнекембрийский отрезок времени. Вторая — отвечает среднему кембрию. Третья толща включает в себя отложения пяти свит и формируется в интервале возраста от верхнего кембрия до лландейльского яруса ордовика включительно. Верхняя толща включает в себя только карадокские отложения и «принята за основание другой толщи (четвертой нижнепалеозойской)» (1955, стр. 102).

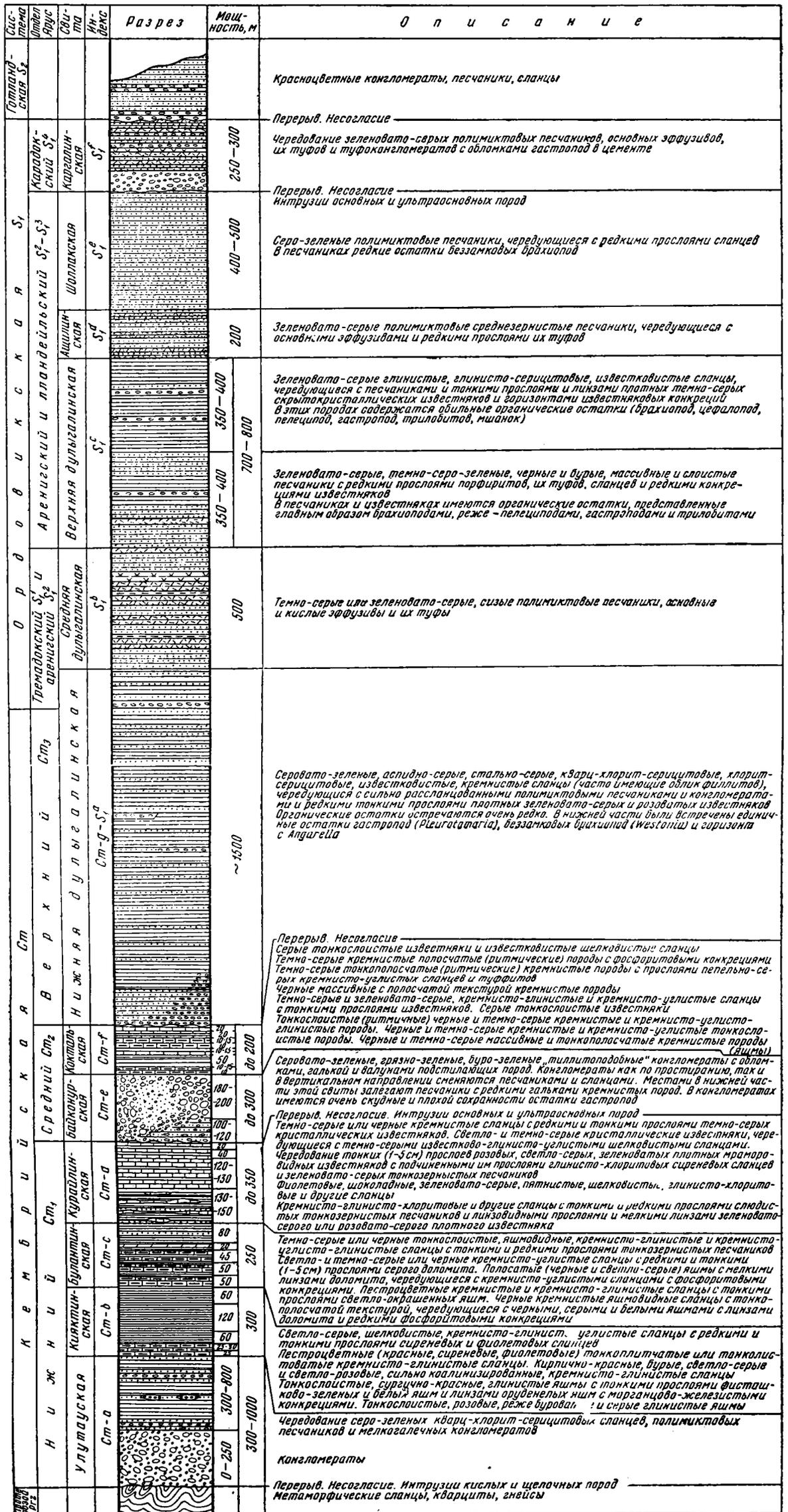
2. «В настоящее время нет достоверных палеонтологических данных для выделения отделов кембрия, но по ряду соображений... нижнюю толщу условно относят к  $Сп_1$  и верхнюю — к  $Сп_2$ . Что же касается  $Сп_3$ , то к нему отнесена частично нижняя свита следующей третьей нижнепалеозойской толщи. При этом свита  $Сп_3—O_1a$ , залегая под фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего и среднего ордовика, частично может соответствовать верхнему кембрию и частично — нижнему ордовика, что отражено в индексе свиты. Однако возможно также, что верхнекембрийские отложения здесь полностью отсутствуют и вся свита  $Сп_3—O_1a$  относится к ордовика» (стр. 67).

Таким образом, или верхнекембрийские отложения в Джекказган-Улутауском районе отсутствуют, и тогда нижняя дулыгалинская свита целиком относится к ордовика, или же нижняя дулыгалинская свита обнимает какую-то часть верхнего кембрия. В обоих случаях терригенные отложения этой свиты резко несогласно располагаются на более древних образованиях. Таким образом, Л. И. Боровиков отрицает наличие самостоятельной свиты известняков верхнекембрийского возраста, существование которой утверждалось А. В. Волиным.

Большим вкладом работ Л. И. Боровикова является детальное расчленение ордовикских отложений, в которых выделено шесть свит. В этих работах с большой детальностью были освещены стратиграфия и литология нижнепалеозойских отложений Джекказган-Улутауского района. Л. И. Боровиков приводит многочисленные детальные описания как отдельных свит, так и целых разрезов вдоль наиболее крупных рек. Внимательно изучены петрография пород, закономерности их осадконакопления и другие литологические вопросы, а также проведено сопоставление разрезов нижнепалеозойских отложений Центрального Казахстана.

В 1952 г. стратиграфия нижнепалеозойских отложений Джекказган-Улутауского района вновь изучается А. В. Волиным. В нижнем кембрие он выделяет толщу пестроцветных сланцев мощностью 1200 м. Эта свита, очевидно, включает в себя кияктинскую, булантинскую и курайлинскую свиты Л. И. Боровикова. В составе толщи А. В. Волин описал порфириды и их туфы. Однако из описания неясно, где они находятся. Очевидно, к нижнему кембрию он ошибочно отнес докембрийские образования акшокинской свиты (см. ниже).

<sup>1</sup> Необходимо отметить, что в 1949 г. на территории Улутау была проведена геологическая съемка, которой руководили геологи И. И. Гладков и Э. Д. Джавадов. Работа велась в тесном контакте с Л. И. Боровиковым, поэтому вполне естественно, что и схема стратиграфии нижнего палеозоя оказалась весьма близкой к таковой Л. И. Боровикова.



Фиг. 1. Сводная стратиграфическая колонка нижнепалеозойских отложений Джезказган-Улутауского района западной части Центрального Казахстана (по Л. И. Боровкову, 1955)

Выше пестроцветной толщи находятся байконурские конгломераты (аналог байконурской свиты Л. И. Боровикова). Таким образом, вплоть до толщи конгломератов разрез Л. И. Боровикова отличается от такового А. В. Волина большей степенью детальности. Однако выше байконурских конгломератов А. В. Волин в отличие от Л. И. Боровикова<sup>1</sup> выделяет существенно иную последовательность пород.

На байконурских конгломератах с резким угловым несогласием залегает кремнистая (рудоносная формация). Снизу вверх в стратиграфической последовательности в ней выделяются следующие комплексы пород, которые могут быть приравнены к свитам: 1) кремнисто-углисто-глинистые слои с рудоносным горизонтом, мощность 100—120 м; 2) известняки, мощность 40—50 м; 3) «аргиллитовая плита» и аргиллиты, переходящие в филлитовидные сланцы; их мощность 80—150 м; 4) надаргиллитовые (верхние) кремнисто-глинистые ритмические сланцы, мощностью от 0 до 130 м; 5) алевролитовые (кровельные) сланцы, мощность более 50 м.

А. В. Волин отмечает поразительное сходство этого разреза с разрезом Большого Каратау и на основании этого присваивает кремнистой формации среднекембрийский — нижнеордовикский возраст. Таким образом, А. В. Волин в отличие от Л. И. Боровикова выделяет существенно иную последовательность пород, а также утверждает постепенный переход от кембрийских образований к ордовикским. Как мы увидим ниже, стратиграфическая схема, предлагаемая в этой работе, в возрастном интервале от среднего кембрия до среднего ордовика очень близка к таковой А. В. Волина.

Выше А. В. Волин выделяет песчано-сланцевую формацию ордовикского возраста. Эта формация делится на две толщи: нижнюю — сланцевую (докарадокского возраста) и верхнюю — песчаниковую (карадокского возраста).

В 1950—1955 гг. на территории юго-западного Улутау сотрудниками ЦКГУ — К. А. Рачковской, В. М. Добрыниным и Е. М. Сигитовой — проводилась съемка. В своей работе они придерживались стратиграфической схемы Л. И. Боровикова (1955).

С 1957 г. В. М. Добрынин и Е. М. Сигитова продолжают работы по стратиграфии нижнепалеозойских отложений. В 1958 г. ими в районе р. Байконур была найдена фауна трилобитов верхнего кембрия (В. М. Добрынин, Е. М. Сигитова, 1961). Тем самым была подтверждена точка зрения А. В. Волина о распространении верхнекембрийских отложений в Южном Улутау. В последнее время и Л. И. Боровиков придерживается такой же точки зрения (Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана, 1961). Одновременно была найдена и фауна беззамковых брахиопод верхнекембрийского — нижнеордовикского возраста в отложениях, ранее относимых Л. И. Боровиковым (1955) к нижнему кембрию.

В. М. Добрынин и Е. М. Сигитова в результате площадных геологосъемочных работ самостоятельно пришли к выводу о справедливости стратиграфической схемы, предложенной автором в 1957 г. Ими были проведены большие работы по сбору фауны и детальному геологическому картированию ряда участков. В результате этих работ В. М. Добрынин и Е. М. Сигитова указали на наличие самостоятельной свиты кремнистых пород (выделенной в этой работе под названием терескенсайской), имеющей возраст средний — верхний кембрий — нижний ордовик. Эти породы в свое время относились Л. И. Боровиковым (1955) к нижнему кембрию и расчленялись на кияктинскую и булантинскую свиты. Автором работы эта же толща в 1957 г. была отнесена также к нижнему кембрию и сравнивалась с курайлинской свитой Л. И. Боровикова.

<sup>1</sup> Как мы видели раньше (см. фиг. 1), Л. И. Боровиков выше конгломератов байконурской свиты выделил кокतालскую свиту среднего кембрия, состоящую из кремнистых и кремнисто-углистых сланцев и известняков.

Северо-восточная часть Южного Улутау в 1954 г. была охвачена государственной геологической съемкой. Ю. А. Зайцев вслед за Н. А. Штрейсом отнес развитие здесь вулканогенные образования к докембрию. Эти же породы А. В. Волиным и Л. И. Боровиковым (1955) были отнесены к верхнему ордовику и сопоставлены с каргалинской свитой. На наш взгляд, точка зрения Н. А. Штрейса и Ю. А. Зайцева является правильной.

В нижнепалеозойском разрезе Ю. А. Зайцевым были выделены три свиты: терригенная, кремнистая и песчаниково-сланцевая. Нижняя из этих толщ сопоставлялась с байконурской свитой и была отнесена к среднему кембрию, средняя — с кокतालской свитой среднего — верхнего кембрия, а верхняя — с нижней дулыгалинской свитой Л. И. Боровикова (1955). Возраст последней свиты, по мнению Ю. А. Зайцева, нижний — средний ордовик.

Однако при этом сопоставлении Ю. А. Зайцев пренебрег тем обстоятельством, что породы кремнистой свиты описаны Л. И. Боровиковым (1955) в обломках байконурской свиты, и поэтому терригенная толща никак не может быть сопоставлена с байконурской свитой, а кремнистая — с кокतालской. Наиболее правильно сравнивать их с улутауской и булантинской свитами нижнего кембрия.

В 1960 г. в районе рек Байконур, Сюресай и Жосса работниками Геологического института АН Казахской ССР И. Ф. Никитиным и Г. А. Ергалиевым в ордовикских отложениях были собраны богатые комплексы фауны граптолитов и брахиопод, что позволило окончательно уточнить возраст отдельных свит ордовикского разреза Байконурского синклиория (Книппер, Никитин, 1962).

С 1950 г. южная часть Улутауской складчатой зоны изучается группой сотрудников ГИН АН СССР под руководством Н. А. Штрейса. В результате этих исследований была выработана детальная стратиграфия докембрийских и нижнепалеозойских отложений, последние из которых вплотную начали изучаться в 1956 г. Первые результаты работы были опубликованы в печати в 1957, 1959 и 1962 гг.

#### **ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИКИ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ**

Вполне понятно, что первые исследователи Улутау А. В. Волин и Л. И. Боровиков основное внимание уделяют стратиграфии нижнепалеозойских отложений, поскольку до 1943 г. не была известна не только последовательность напластования отдельных толщ нижнего палеозоя, но даже неизвестными оставались породы, слагающие этот разрез.

Одновременно А. В. Волин и Л. И. Боровиков, указывая на отдельные элементы простирания и падения пород, нередко интерполировали их на большие площади.

Вполне понятно, что первые тектонические построения возникли на более поздних этапах исследования Улутау, когда были созданы первые, достаточно полные стратиграфические схемы.

В 1949 г. И. И. Гладков и Э. Д. Джавадов в пределах рассматриваемой территории выделяют две крупные антиклинальные зоны — Кияктинскую и Курайлинскую, разделенные Шоллакской синклинальной зоной.

Кияктинская антиклинальная зона, сложенная нижекембрийскими образованиями, является сложно дислоцированным крылом крупной антиклинали, ядро которой расположено значительно западнее и перекрыто осадками Тургайской синеклизы. Таким образом, в современном эрозионном срезе обнажено восточное крыло этой антиклинали, осложненное узкими пережатými синклинальными и антиклинальными складками второго порядка.

В пределах Курайлинской антиклинальной зоны выделяются Западная

Курайлинская и Восточная Курайлинская антиклинали. В пределах Шоллакской синклинальной зоны, которая расположена в бассейне р. Каргалы, дополнительно выделяется Жоссинская синклиналь.

Таким образом, в этой работе намечается первое схематическое деление отдельных крупных антиклинальных и синклинальных структур.

К сожалению, описание морфологии отдельных структурных элементов, а также связь их с общей историей развития района отсутствуют.

Л. И. Боровиков (1955), анализируя значительно большую площадь, в пределах Улутауской складчатой зоны (по Л. И. Боровикову, Карсакпайского антиклинория) выделяет несколько иные крупные структурные элементы.

«Киякты-Булантинская<sup>1</sup> сильно сжатая антиклиналь является крайним западным структурным элементом Карсакпайского антиклинория. Она сложена в основном кембрийскими породами, вытянута в северо-северо-западном направлении и состоит из серии узких, параллельных складок того же простирания. Падение пластов на крыльях — запад-юго-западное, при опрокидывании осевой плоскости на восток-северо-восток. С востока она осложнена серией крупных разрывов и перекрыта более молодыми нижнепалеозойскими отложениями.

Жалтауская антиклиналь располагается между осевой частью Карсакпайского антиклинория и Киякты-Булантинской антиклиналью. В строении ее участвуют разнообразные древние породы. Она также вытянута в северо-северо-западном направлении, но вследствие неоднократных погружений и воздыманий оси складки, а также перегибов крыльев и многочисленных разрывов, не имеет четко выраженной ориентировки и состоит из серии более мелких складок третьего и более высоких порядков.

Каргалы-Байконурская сложная синклиналь по своим размерам является наиболее крупным структурным элементом, осложняющим западное крыло Карсакпайского антиклинория. Она по общим очертаниям похожа на треугольник с вершиной, расположенной на юге, и основанием — на севере. В строении ее принимают участие кембро-ордовикские отложения, начиная с нижней дулыгалинской свиты и кончая каргалинской, причем последние образуют внутри этой складки более мелкие синклинали, такие, как Каргалы-Караадырская<sup>2</sup>, Думалы-Ацилинская и другие. Все они в общем вытянуты в том же северо-северо-западном направлении, но имеют несколько иной план своего строения и образуют верхний структурный этаж в нижнем палеозое» (стр. 230).

Таким образом, Л. И. Боровиков, по всей видимости, включает Курайлинскую антиклинальную зону И. И. Гладкова в сложно построенную Каргалы-Байконурскую синклиналь.

Морфология более мелких структур рассматривается Л. И. Боровиковым в общем плане. Среди нижнепалеозойских, особенно кембрийских отложений им отмечаются «узкие вытянутые челнокообразные складки. Вместе с тем наблюдаются и более пологие, но тоже нередко опрокинутые и лежащие складки... В целом в нижнепалеозойских отложениях можно усмотреть следующие тектонические элементы: крупные антиклинали и синклинали, то есть складки первого порядка; менее крупные складки второго и третьего порядков как составные элементы первых; изоклинальные, опрокинутые лежащие складки более высоких порядков, развивающиеся внутри более крупных; фестоны и плойчатость; крупные разрывы сплошности слоев и связанные с ними нарушения складчатых элементов сбросового и надвигового характера и, наконец, мелкие нарушения типа сбросов, взбросов, сдвигов и реже надвигов» (стр. 228).

<sup>1</sup> Киякты-Булантинская антиклиналь Л. И. Боровикова тождественна Кияктинской антиклинальной зоне И. И. Гладкова и Э. Д. Джавадова.

<sup>2</sup> Жоссинская синклиналь И. И. Гладкова и Э. Д. Джавадова.

Л. И. Боровиков отмечает, что тектоника ордовикских толщ является более простой по сравнению с кембрийскими. Такая точка зрения неразрывно связана с общей концепцией Л. И. Боровикова о том, «что процессы складкообразования в древних (нижнепалеозойских. — А. К.) отложениях протекали в условиях резко выраженного бокового давления в какой-то узкой, сильно вытянутой тектонической зоне» (стр. 229). Существенное значение Л. И. Боровиков придает складчатым движениям, возникшим в результате тангенциальных сжатий, которые периодически, в определенные моменты ее каледонского развития, охватывали всю территорию Улутау. Благодаря этому осадки, отлагавшиеся вслед за этапом интенсивных тектонических движений, ложились резко несогласно на уже сформированные структуры.

Так, например, по Л. И. Боровикову, во время первой фазы салаирского тектогенеза «отложения улутауской, кияктинской, булантинской и курайлинской свит были смяты в узкие, очень крутые складки и отделены от вышележащей среднекембрийской толщи базальными конгломератами байконурской свиты» (стр. 231).

«В результате второй фазы салаирского тектогенеза были дислоцированы отложения байконурской и кокतालской свит, а вторая нижнепалеозойская толща в целом отделена от третьей базальными конгломератами» (стр. 231).

В результате третьей предкарадокской фазы складчатости «были дислоцированы отложения третьей нижнепалеозойской толщи, обычно залегающие трансгрессивно на размытой поверхности подстилающих пород. С этой же фазой, вероятно, связаны и все основные подвижки, вызвавшие образование трещин, по которым, с одной стороны, происходили смещения образовавшихся блоков, а с другой — подъем магмы» (стр. 232).

Кроме того, возможно, в исследованном районе проявилась таконская фаза тектогенеза, смявшая образования четвертой нижнепалеозойской толщи.

## О СТРУКТУРНОМ РАСЧЛЕНЕНИИ ЮЖНОГО УЛУТАУ

Прежде чем перейти к конкретному описанию стратиграфии и тектоники нижнепалеозойских отложений Джезказган-Улутауского района, необходимо уточнить некоторые тектонические понятия, применявшиеся многочисленными исследователями к территории Улутау.

Структуры южного Улутау, так же как и вся западная часть Центрального Казахстана, прошли сложный путь развития от геосинклинальной системы до эпигерцинской платформы. Крупные тектонические формы ранних этапов играли различную роль в более молодых процессах осадконакопления и магматизма.

Уже в докембрии на территории Улутау оформляются самостоятельный Карсакпайский геосинклинальный прогиб, описанный М. С. Марковым (1958), и Майтубинское геоантиклинальное поднятие, хорошо известное по работам Т. Г. Павловой (1959, 1960). Это смежные линейно вытянутые структуры, вполне отвечающие понятиям геосинклинали и геоантиклинали.

В конце докембрия эти тектонические формы прекращают процесс своего геосинклинального развития и окончательно оформляются в сложные структуры Карсакпайского синклиория и Майтубинского антиклинория. В нижнепалеозойское время на западе интенсивно прогибается Байконурская геосинклиналь, которая в процессе своего развития приобрела все черты сложно построенного синклиория. В это время Майтубинский антиклинорий и Карсакпайский синклинорий являются областями, относительно более поднятыми по отношению к Байконурской

геосинклинали. Эти две докембрийские структуры в нижнепалеозойский этап развития Улутау играют роль геосинклинали.

Поэтому возможно назвать их для рассматриваемого отрезка геологического времени сложно построенным Майтубинско-Карсакапайским антиклинорием. Однако мы всегда должны помнить, что этот антиклинорий, в свою очередь, состоит из двух сложных докембрийских геологических структур.

Несколько ранее эти три тектонические формы (Карсакапайский синклинорий, Майтубинский антиклинорий и Байконурский синклинорий) были объединены А. А. Богдановым (1954) под названием Улутауского антиклинория, а затем по отдельности показаны Ю. А. Зайцевым в каледонской структуре Улутау (1957).

С начала нижнего, а местами с начала среднего девона области западного ограничения Центрального Казахстана вступают в существенно иной этап развития. Этот этап Д. Г. Сапожников (1948) называет полуплатформенным, В. В. Белоусов (1948) — парагеосинклинальным, А. В. Пейве и В. М. Сеницын (1950) — остаточным геосинклинальным, А. А. Богданов (1954) — орогенным. Последний термин сейчас наиболее прочно укрепился в геологической литературе. В этот момент сложно дислоцированные додевонские структуры (докембрийские и нижнепалеозойские) выступают в качестве единой тектонической формы по отношению к более молодым прогибам. Девонская структура Улутау получила следующие названия: по Д. Г. Сапожникову (1948) — это Улутауский антиклинорий, распадающийся на Карсакапайскую и Арганатинскую антиклинали. Также называется эту структуру и А. В. Волин, который, однако, внутри нее выделяет самостоятельный Карсакапайский синклинорий. Однако понятие антиклинорий для средне-верхнепалеозойской истории Улутау мне представляется неудачным. Во-первых, антиклинорий является структурой геосинклинальной, а в средне-верхнепалеозойский этап развития в Улутау геосинклинальные условия осадконакопления отсутствуют. Во-вторых, антиклинорий может быть выделен только как понятие, смежное синклинорию. Средне-верхнепалеозойские отложения Улутау никакими синклинориями не формируют. Они слагают наложенные мульды, грабен-синклинали и крупные брахиформные межгорные впадины типа Тенизской и Джекзанской. Поэтому нужно искать какое-то понятие, отвечающее орогенному этапу развития структур Улутау. В этом смысле наиболее удачным представляется термин А. А. Богданова (1954) «поднятие». В пределах западной части Центрального Казахстана он выделил три такие тектонические формы: Кокчетавское, Сарысу-Тенизское и Улутауское поднятия.

В дальнейшем Ю. А. Зайцевым (1957) Улутауское поднятие было названо Улутауской зоной поднятий, внутри которой выделяются Карсакапайское и Арганатинское поднятия, а также Улутауский и Эскулинский купола.

В мезозое территория Улутау выступает уже как единая крупная тектоническая форма, являющаяся, по Б. А. Петрушевскому (1955), шитом в эпигерцинском этапе развития. Ограничена она с запада Тургайской, а с востока и юга Чу-Сарысульской синеклизой.

Итак, в Юго-Западном Улутау следует выделять: Байконурский синклинорий и сложный Майтубинско-Карсакапайский антиклинорий в нижнем палеозое; Карсакапайское поднятие в среднем — верхнем палеозое и юго-западную окраину Казахстанского щита в мезозое и кайнозое.

## Глава II

### СТРАТИГРАФИЯ РИФЕЙСКИХ И ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОГО УЛУТАУ

В настоящее время нет единой точки зрения на возраст докембрийских отложений Центрального Казахстана. Большинство исследователей придерживается классической точки зрения и расчленяют их на три группы, среди которых выделяются архейские, протерозойские и рифейские (синийские) образования.

Однако недавно Н. А. Штрейсом (1960<sub>2</sub>) была высказана резко отличная точка зрения о том, что все докембрийские породы Казахстана являются рифейскими. Этот взгляд не является общепринятым среди казахстанских геологов, что и нашло свое отражение в унифицированной схеме стратиграфии докембрия Казахстана (1958), в которой выделены архей, протерозой и синий. В настоящей работе мною принимается точка зрения большинства исследователей.

Допалеозойские отложения Южного Улутау были расчленены на ряд свит М. С. Марковым (1958, 1962) и Н. А. Штрейсом (1960<sub>1</sub>). В данной работе эти толщи не нуждаются в подробном описании, поэтому я приведу лишь их краткую стратиграфическую последовательность (снизу вверх). В целом допалеозойские отложения южного Улутау расчленяются на три крупных комплекса, первый из которых, по всей видимости, относится к нижнему протерозою и может быть сопоставлен с боровской серией Центрального Казахстана (Резолюция совещания по унификации..., 1958). В этом комплексе выделяются дюсембайская, кордовская и тумурзинская свиты. Ко второму комплексу верхнепротерозойского возраста (акдымская? серия) отнесены татпенская, белкудукская, кумолинская, керегетасская, бурмашинская и карсакпайская свиты. К рифею (ерементausкая серия) отнесены лакбайская и акшокинская свиты, к описанию которых я и перехожу.

#### РИФЕЙСКАЯ ГРУППА

##### Лакбайская свита (Rlk)

Под названием лакбайской свиты выделяется толща кислых вулканогенных образований, широко распространенная вдоль западного ограничения Майтубинского антиклинория. Впервые эта свита, получившая название горы Лакбай (правый берег р. Байконур), была выделена в 1951 г. Н. А. Штрейсом. Наиболее полные разрезы встречены на реках Коксу и Байконур. Ее образования протягиваются узкой полосой от верхнего течения р. Сарыбулак на севере, через реки Коксу, Байконур и Ащилы, вплоть до р. Курайлы на юге. Южнее р. Курайлы породы лакбайской свиты целиком перекрыты более молодыми нижнепалеозойскими отложениями.

Вулканогенные образования лакбайской свиты в целом залегают с резко иным структурным планом на более древних докембрийских породах и четко отличаются от них по степени метаморфизма.

Непосредственный контакт отложений лакбайской свиты с более древними докембрийскими же образованиями нами нигде не наблюдался, так как выходы этих разновозрастных пород всюду разделены или разрывными нарушениями, или же областью распространения нижнекембрийских пород.

Один из наиболее полных разрезов лакбайской свиты вскрыт на правом берегу р. Байконур, где на расстоянии 2 км к юго-востоку от высоты 426,7 м обнажается следующий разрез горных пород (снизу вверх в стратиграфической последовательности):

	Мощность, м
1. Сильно рассланцованные серые и зеленовато-серые конгломераты с галькой и валунами гранито-гнейсов, порфиридов, кварцитов. Некоторые валуны достигают 1 м в поперечнике. Цемент конгломератов кварц-хлорит-полевошпатовый. Очень редко встречаются пачки зеленоватых и серых кварцевых порфиров . . . . .	80
2. Белые, светло-серые массивные кварцевые порфиры с редкими вкрапленниками кварца и полевых шпатов . . . . .	50
3. Сильно рассланцованные лаваогломераты с мелкими гальками порфиров, чередующиеся с белыми и серыми плотными кварцевыми порфирами	40
4. Белые и серые кварцевые порфиры, характеризующиеся прекрасно видимой флюидалной текстурой . . . . .	70
5. Белые и серые кварцевые порфиры, чередующиеся с лиловыми, лиловато-серыми и темно-вишневыми кварцевыми порфирами, в которых хорошо заметны отдельные вкрапленники полевых шпатов . . . . .	120
6. Белые и серые кварцевые порфиры, чередующиеся с сильно рассланцованными лаваогломератами . . . . .	70
7. Светло-серые, фиолетово-серые, зеленовато-серые, лиловые кварцевые порфиры с чрезвычайно характерными мясо-красными вкрапленниками полевых шпатов, чередующиеся с редкими пачками лаваогломератов . . .	290

Видимая мощность свиты в данном разрезе около 700 м. Вероятно, общая мощность свиты достигает 2000 м.

Внешне породы лакбайской свиты метаморфизованы весьма слабо, что подтверждается и их микроскопическим изучением. В породах лакбайской свиты выделяются следующие петрографические различия.

1. Кварцевые порфиры, характеризующиеся порфировой структурой, фельзитовидной, иногда микропегматитовой структурой основной массы и очень четкой флюидалной текстурой, обусловленной линейным распространением агрегата рудного компонента.

В основной массе породы, состоящей из криптокристаллического агрегата кварца и калиевого полевого шпата, со средней величиной грано-бластовой мозаики в 0,04—0,06 мм, содержатся вкрапленники кварца, плагиоклаза и микроклина, средняя величина которых равна 0,6—0,8 мм. Форма вкрапленников обычно таблитчатая или эллипсоидальная.

2. Фельзиты. Породы этой группы обладают фельзитовидной структурой основной массы, со слабофлюидалной, иногда перлитовой текстурой. Породы этой группы целиком состоят из криптокристаллического агрегата кварца и калиевого полевого шпата, включающего в себя очень редкие пластинки биотита, мусковита и серицита.

3. Лаваогломераты. В фельзитовидном лавовом цементе пород этой группы, ничем не отличающемся от основной массы вышеописанных кварцевых порфиров и фельзитов, содержатся многочисленные (до 30 % породы) обломки кварца, плагиоклаза, микроклина, фельзитов и кварцевых порфиров. Средняя величина обломков 0,5—0,8 мм.

4. Туфопесчаники. В кварцево-серицито-мусковитовом цементе содержатся многочисленные (до 80 % породы) неокатанные и несортированные обломки, состав которых не отличается от обломков, встречаемых в лаваогломератах. Средняя величина обломков 0,8—1 мм.

## Акшокинская свита (Rak)

Акшокинская свита, в основном состоящая из пород, претерпевших зеленокаменное изменение, согласно сменяет отложения лакбайской свиты и венчает разрез рифейских образований Южного Улутау. Прекрасные разрезы этой свиты дважды встречены в среднем течении сая Байконур, где восточные ее выходы прослеживаются непосредственно по вершинам сопок Акшоки, гор Северный Таскудук и Таскудук, а западные — в 0,5 км к западу от высоты 461,4 м. Сложена акшокинская свита 300-метровой толщей диабазовых миндалекаменных порфиритов зеленого и черного цветов, переслаивающихся с пачками зеленых полевошпат-эпидот-актинолитовых сланцев.

По всему разрезу акшокинской свиты встречаются многочисленные горизонты туфопесчаников и лаваагломератов.

Микроскопически породы акшокинской свиты делятся на следующие группы.

1. Туфопесчаники и туфобрекчии. Породы обладают прекрасно заметной обломочной структурой и иногда сланцеватой текстурой. Основная масса породы, цементирующая обломки, состоит из микрозернистого агрегата кварца, эпидота, мусковита и пылеватых скопленных магнетита. Величина зерен кварца и пластинок слюды не превышает 0,04—0,06 мм. В обломках минералов преобладают альбит — олигоклаз № 10—12 и андезин № 35. Полевые шпаты занимают около 40% обломочной фракции и имеют среднюю величину обломков 0,5—0,8 мм. В обломках также встречаются кварц, эпидот, пирит. Среди обломков породы преобладают обломки кварцевых порфиров, диабазов и фельзит-порфиров. Величина обломков пород достигает 2 см.

2. Миндалекаменные афировые порфириты. Структура основной массы диабазовая, текстура миндалекаменная. Основная масса породы состоит из лейст андезина № 38—40, средняя величина которых колеблется от 0,015 до 0,03 мм. Промежутки между зернами плагиоклазов выполнены агрегатом хлорита и эпидота. Очень редко встречаются мелкие зернышки авгита. Миндалины, процентные содержания которых доходят до 40% объема породы, имеют величину от 0,5 до 0,8 мм, но иногда встречаются миндалины величиной в 2—3 см. аполнены миндалины обычно агрегатом кварца и альбита. Встречаются также миндалины с эпидот-цоизитовым, хлоритовым и альбитовым заполнением.

3. Актинолит-эпидот-хлорит-альбитовые сланцы. Они обычно имеют лепидогранобластовые структуры и сланцеватые текстуры. В породах довольно часто встречаются реликты диабазовой структуры основной массы и миндалекаменной текстуры породы. Вероятнее всего, сланцы произошли за счет более сильного изменения афировых миндалекаменных порфиритов, описанных в пункте 2.

## ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППА

### Кембрийская система

#### *Нижний кембрий*

#### Улутауская свита (Ст<sub>1</sub>ul)

Разрез нижнепалеозойских отложений Джеккаган-Улутауского района начинается с толщи конгломератов и песчаников, с размывом залегающих на подстилающих их протерозойских и рифейских образованиях. Этот терригенный комплекс, впервые выделенный А. В. Волиным как свита «базальных конгломератов», после работ Л. И. Боровикова получил

название улутауской свиты. Взаимоотношение пород улутауской свиты с подстилающими их докембрийскими образованиями не остается постоянным. Так, например, в районе горы Басалтуайт азимутальное несогласие между породами улутауской свиты и дюсембайской свиты нижнего протерозоя достигает  $90^\circ$ . В то же время с рифейскими образованиями конгломераты этой свиты местами лежат согласно.

Конгломераты и песчаники улутауской свиты наиболее полно вскрыты по долинам рек Сары-Булак и Коксу. Отдельные разобщенные выходы пород этой свиты прослеживаются и далее на юг, вплоть до северного подножия горы Басалтуайт.

Базальные горизонты улутауской свиты сложены крупнообломочными зелеными конгломератами, в которых содержатся многочисленные хорошо окатанные гальки докембрийских пород, сцементированные зеленым крупно- и среднезернистым песчаником. Размер обломков в конгломератах колеблется от 3—4 см (преобладающее количество) до 0,5—1 м (очень редко).

В обломках резко преобладают породы, подстилающие улутаускую свиту в каждом конкретном обнажении. Так, например, в районе р. Сары-Булак, где улутауская свита перекрывает кварцевые порфиры лакбайской свиты, конгломераты переполнены гальками кислых эффузивов. На юге, в районе горы Басалтуайт, в обломках встречаются преимущественно граниты и порфиroidы дюсембайской свиты, выходы которых встречены непосредственно к северу и к востоку от выходов конгломератов.

Верхняя часть разреза свиты сложена зелеными крупно- и среднезернистыми песчаниками, которые содержат отдельные маломощные линзы зеленых же алевролитовых сланцев. Эта часть разреза наиболее полно обнажена в районе р. Сары-Булак. Как в верхней, так и в нижней части свиты встречены маломощные горизонты лиловых, иногда черных флюидальных кварцевых порфиров<sup>1</sup>. Мощность улутауской свиты колеблется от 400—450 м в районе горы Жалтау до 10—15 м в районе горы Басалтуайт. Однако такая разница в мощностях может быть кажущейся, так как в районе горы Басалтуайт жалтауская свита залегает на улутауской свите несогласно.

### Жалтауская свита (Ст, j1)

Отложения впервые выделяемой жалтауской свиты пользуются широким распространением в исследованном районе. Выходы ее приурочены к восточной части Байконурского синклинория и прослеживаются от гор Усгырлытау на севере до р. Курайлы на юге. Название свиты получила от гор Жалтау, где довольно полно вскрыты выходы слагающих ее пород.

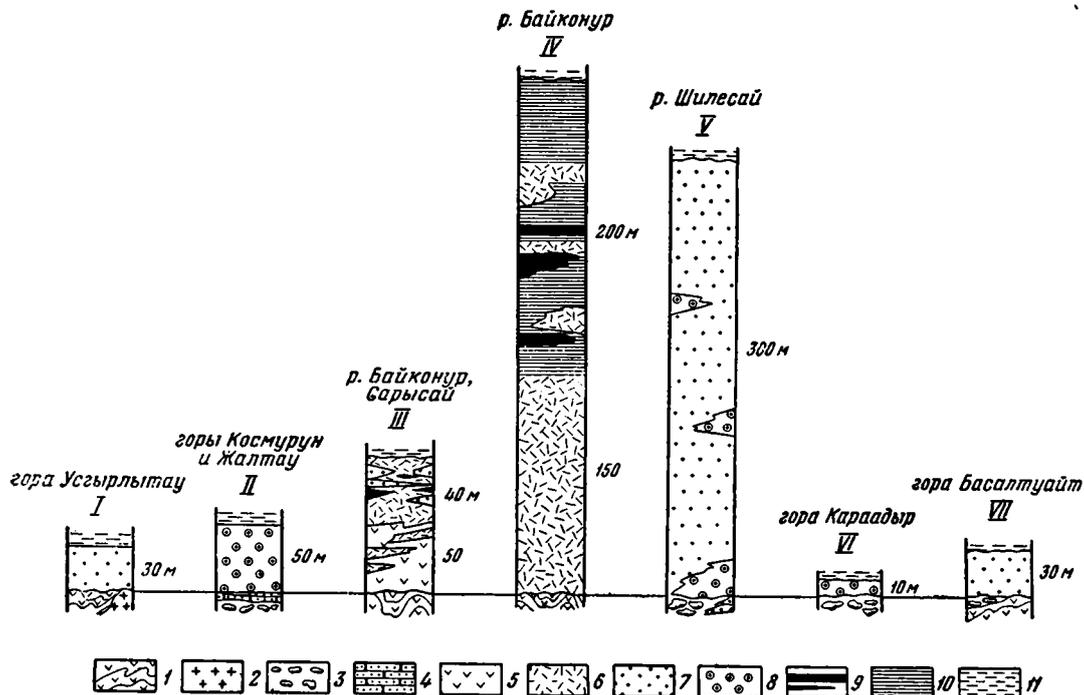
Разрезы жалтауской свиты по литологическому составу, мощностям, характеру взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими ее образованиями, а также по положению в тектонических структурах могут быть разделены на две группы. К первой относятся разрезы гор Космурун, Жалтау и Усгырлытау. Во второй группе объединены разрезы рек Байконур, Сарысай, Шилесай, гор Караадыр и Басалтуайт.

В районе гор Космурун и Жалтау (фиг. 2, колонка II) жалтауская свита сложена 50-метровой пачкой оолитовых кремнецветных пород, сменяющих без следов несогласия песчаники и алевролиты улутауской свиты. Это очень плотные кремневые, белые, иногда светло-зеленые породы, в большинстве случаев обладающие прекрасно выраженной оолитовой структурой. Округлые или эллипсоидальные оолиты, достигающие по диаметру 1 см, сложены кварцем, имеющим микрогранобластовую струк-

<sup>1</sup> Эти вулканогенные образования были встречены лишь в районе р. Сары-Булак.

туру, и погружены в кварцевую же массу мозаичной структуры. Первичный генезис этих пород был в свое время установлен Л. И. Боровиковым: оолитовые кремнелые породы образовались в результате замещения оолитовых известняков кремнистыми растворами.

Севернее, в районе горы Усгырлытау, оолитовые кремнелые породы (известняки) замещаются плотными серыми кварцитами, состоящими из хорошо окатанных зерен кварца, сцементированных кварцево-серицитовым и кварцево-мусковитовым цементом. Размер обломков не превышает 1 см. Обычный размер зерен 0,3—0,5 см. Кварциты жалтауской свиты образовались по кварцевым песчаникам и кварцевым гравелитам.



Фиг. 2. Сопоставление разрезов жалтауской свиты.

Докембрий: 1 — порфиroidы; 2 — граниты. Улутауская свита: 3 — конгломераты; 4 — песчаники. Жалтауская свита: 5 — кварцевые порфиры; 6 — туфы кварцевых порфиров и туфопесчаники; 7 — кварциты; 8 — оолитовые кремнелые породы; 9 — алюмофосфаты; 10 — кремнисто-глинистые сланцы. Булантинская свита: 11 — разноцветные филлитовидные сланцы.

Здесь, в районе горы Усгырлытау, кварциты жалтауской свиты, имеющие мощность около 30 м, трансгрессивно перекрывают образования улутауской свиты и залегают непосредственно на гранитизированных кварцевых порфирах сарысайской свиты (Марков, 1958) верхнего протерозоя (см. фиг. 2, колонка I).

Таким образом, при прослеживании разрезов жалтауской свиты от района гор Космурун и Жалтау на север к району горы Усгырлытау, устанавливается существенное изменение состава слагающих ее осадков: хемогенные (оолитовые известняки) породы замещаются обломочными (кварцевые песчаники и гравелиты). В этом же направлении согласный контакт жалтауской свиты меняется на трансгрессивный.

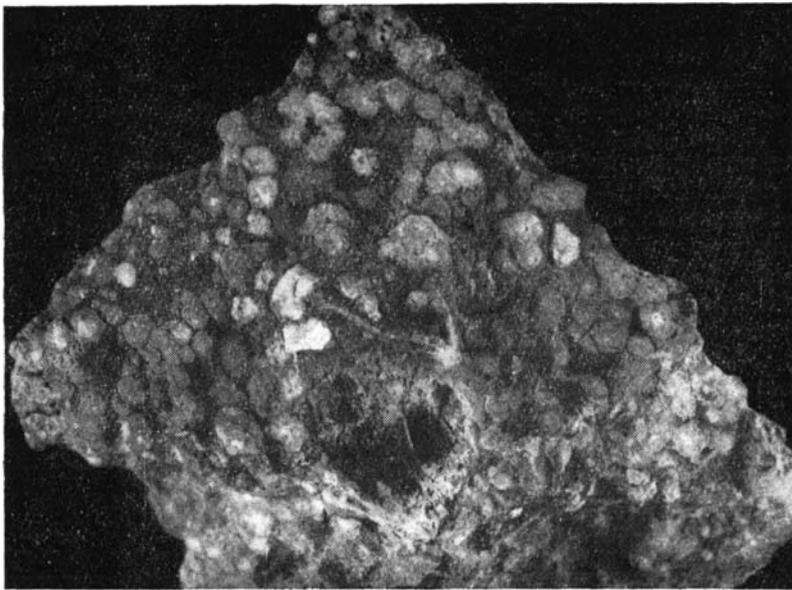
Разрезы жалтауской свиты, объединенные во второй группе, обладают существенно иным составом. Наиболее полные разрезы жалтауской свиты вскрыты в районе слияния рек Байконур и Сарысай (см. фиг. 2, колонки III, IV, V). В районе слияния рек Байконур и Сарысай на отложениях

татпенской свиты верхнего протерозоя наблюдается следующий разрез жалтауской свиты.

Нижним членом свиты являются серые, белые и черные кварцевые порфиры с многочисленными мелкими вкрапленниками кварца и полевых шпатов. Лавы содержат маломощные прослойки туфопесчаников, количество которых вверх по разрезу увеличивается. Мощность этой пачки лав и туфопесчаников 50 м. Выше кварцевые порфиры отсутствуют, и следующая, 40-метровая пачка сложена преимущественно плотными туфопесчаниками и туфами. Нижние слои этих образований представлены тонко-слоистыми, мелкозернистыми породами, состоящими из мелких обломков кварцевых порфиров, кварца и полевых шпатов, сцементированных кварцево-серицитовым туфогенным веществом с примесью пеплового материала. Выше это толстослоистые, средне- и крупнозернистые туфы с прослоями очень плотных серых или черных кварцитов, имеющих отчетливо выраженную обломочную структуру. В этой туфогенной пачке были обнаружены маломощные (0,2—0,4 м) пропластки алюмофосфатов с небольшим содержанием  $P_2O_5$ . В небольшом количестве алюмофосфаты присутствуют также в цементе мелкозернистых туфопесчаников и в виде отдельных гнездовидных скоплений — в кварцитах. Эти породы, по данным химических анализов, проведенных в лаборатории Геологического института АН СССР, содержат следующее количество  $P_2O_5$ : туфопесчаник — 0,68%, кварцит — 0,53%.

В 5 км к северу от описанного разреза (по простиранию пород) жалтауская свита имеет уже существенно иное строение (см. фиг. 2, колонка IV). Здесь полностью отсутствуют кварцевые порфиры и нижняя часть разреза представлена 150-метровой пачкой мелкозернистых светло-зеленых, белых и розоватых туфов кварцевых порфиров и туфопесчаников, содержащих мелкие гальки кварца. Внутри этой пачки встречаются как массивные, плотные, так и сильно рассланцованные разности туфопесчаников, обладающие тонколистовой отдельностью. В кварцево-серицитовом цементе туфопесчаников в очень небольшом количестве встречаются гнездовидные скопления алюмофосфата (вавеллита?), который облекает некоторые обломки кварца.

Туфопесчаники вверх по разрезу постепенно сменяются пачкой кремнисто-глинистых сланцев, содержащих редко встречающиеся слои мелкозернистых туфопесчаников. Именно в этой части жалтауской свиты и залегают три маломощных рудных пласта оолитовых алюмофосфатов, впервые обнаруженных мною. Наиболее выдержан по простиранию нижний рудный пласт. Его выходы удалось проследить на протяжении 1,5 км, при постоянной мощности 0,5—0,7 м. Непосредственно под нижним рудным пластом местами залегают лепешкообразные плоские конкреции, состоящие из туфопесчаников, покрытых алюмофосфатной корочкой. Второй и третий алюмофосфатные пласты прослеживаются только на первые сотни метров и затем выклиниваются. Общая мощность этой части разреза 220 м. Несколько западнее жалтауская свита сложена серыми, черными, очень плотными средне- и крупнозернистыми кварцитами, состоящими из обломочных зерен серого кварца. В этих породах, так же как и в кварцитах разреза рек Байконур и Сарысай, встречаются гнездовидные скопления алюмофосфатных минералов. Местами в кварцитах хорошо заметна слоистость, обусловленная чередованием прослоев с разной величиной зерна. В верхней части этой пачки встречаются горизонты плотных кремнистых пород, иногда обладающих оолитовой структурой. В обнажениях прекрасно видно, как по простиранию, на расстоянии 10 м, оолитовые кремнистые породы замещаются кварцитами. Генезис этих оолитовых кремнистых пород отличается от похожего на них образований разрезом гор Жалтау и Космурун. Оолитовые кремнистые породы разреза р. Шилесай образовались в результате замещения кремнистыми растворами



Фиг. 3. Крупнобобовый алюмофосфат.  
1/2 нат. вел.

бобовых алюмофосфатов. Об этом говорит как наличие небольшого количества алюмофосфатного материала в этих породах, подтверждаемое химическими анализами (от 0,68 до 1,19%  $P_2O_5$ ), так и поразительное макроскопическое сходство этих пород и алюмофосфатов разреза р. Байконур.

Большой интерес представляют собственно алюмофосфаты. Нижний рудный пласт сложен плотным мелкооолитовым алюмофосфатным веществом светло-серого цвета, причем размеры отдельных оолитов колеблются от 0,3 до 0,5 см в поперечнике. В этом пласте содержание  $P_2O_5$  изменяется от 30 до 34,95%. Второй и третий рудные слои представлены белыми, серыми, желтоватыми и зелеными, иногда почти черными, крупнооолитовыми алюмофосфатами, светлые разности которых очень похожи на белые бокситы (фиг. 3). В основной мелкозернистой массе этих пород содержатся крупные округлые или неправильной почковидной формы оолиты, заполненные белым, янтарно-желтым или зеленым порошкообразным алюмофосфатным минералом. При выщелачивании внутренней части оолитов порода приобретает ячеистое сложение. Количество таких крупных оолитов нередко составляет 30—40% породы, причем их размеры достигают 3—4 см в поперечнике. Содержание  $P_2O_5$  в различных образцах второго и третьего рудных пластов колеблется от 15 до 28%. Пласты алюмофосфатов и вмещающих пород пересечены многочисленными кварцевыми прожилками, пустоты которых выполнены вторичными минералами группы алюмофосфатов. Здесь встречаются вавеллит —  $Al_6(FOH)_6(PO_4)_4 \times 9 H_2O$  и варисцит —  $Al_2O_3 \cdot P_2O_5 \cdot 4H_2O$ , а также целый комплекс очень редких, трудно определимых алюмофосфатных минералов. Наряду с этим вторичные алюмофосфатные минералы были обнаружены и в самих алюмофосфатных пластах, где они приурочены к плоскостям сланцеватости (фиг. 4).

Результаты химических анализов алюмофосфатов, проведенных в лабораториях ГИГХС и ГИН АН СССР, приведены в табл. 1.

Из приведенных анализов ясно, что фосфатное сырье, содержащееся в жалтауской свите, не является апатитовой рудой, на что указывает

## Химические анализы алюмофосфатов\*

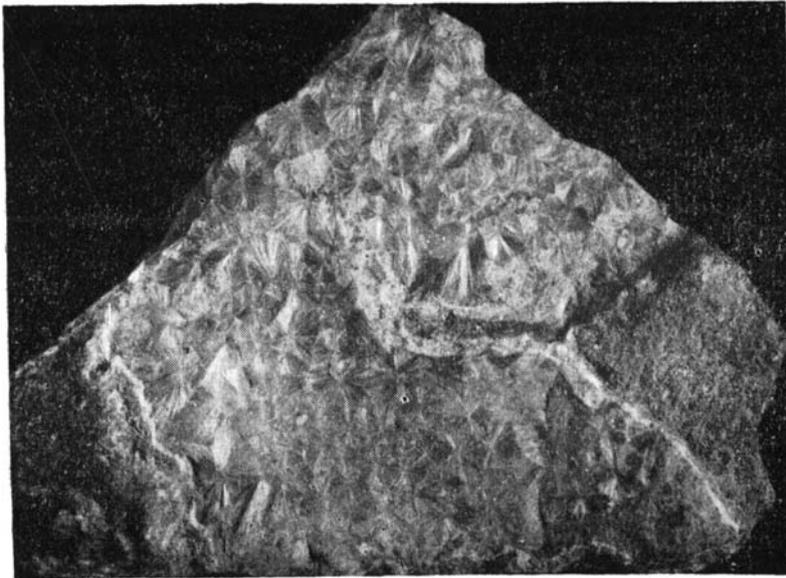
№ образца	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub>	CaO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CO <sub>2</sub>	F	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
105/186	34,40	15,02	9,18	0,97	26,54	Следы	Следы	Не	4,75
105/188	20,24	38,97	35,94	1,25	15,38	»	»	обнару-	12,29
105/190	23,35	22,0	14,82	8,06	26,99	»	0,52	жено	2,77
106/192	23,81	34,08	26,26	3,47	23,81	»	Следы		4,75

\* По данным ГИГХс.

полное отсутствие фтора и малое содержание кальция в анализируемых образцах. Эти породы представляют собой алюмофосфатные руды с наложенными на них процессами гидротермального метаморфизма, которые обусловили наличие в алюмофосфатах вторичных минералов (вавеллит, варисцит и др.).

На коротком расстоянии, в пределах месторождения алюмофосфатов разрезы жалтауской свиты испытывают очень быстрые фациальные замещения. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования (кварцевые порфиры, туфы, туфопесчаники) вкрест простирания и вдоль него замещаются хемогенными (алюмофосфаты) и кластическими (кварцевые песчаники и гравелиты) породами.

К югу от района слияния рек Байконур и Сарысай жалтауская свита сложена уже знакомыми нам породами: в районе горы Карадыр — это оолитовые окремненные породы, образовавшиеся по известнякам (видимая мощность 10 м), в районе горы Басалтуайт — это кварциты по кварцевым песчаникам и гравелитам (мощность 30 м, см. фиг. 2, колонки VI и VII).



Фиг. 4. Розетки вавеллита на мелкозернистом алюмофосфате.  
1/3 нат. вел.

Необходимо отметить одно обстоятельство: всюду в пределах вышеописанных разрезов второй группы отложения жалтауской свиты залегают трансгрессивно на более древних образованиях, что выражается или в непосредственном залегании базальных горизонтов жалтауской свиты на метаморфических образованиях докембрия (см. фиг. 2, колонки III, IV, VII), или уже в резком сокращении видимой мощности конгломератов улутауской свиты. Так, например, в районе гор Караадыр и Басалтауйт видимая мощность отложений улутауской свиты не превышает 10—15 м. Наиболее четко этот трансгрессивный контакт выражен в самой северной части района (горы Усгырлытау) и южной части (реки Байконур, Курайлы, гора Басалтауйт).

Предьдущими исследователями жалтауская свита как самостоятельная не выделялась, а слагающие ее породы относились к различным частям разреза нижнего кембрия или даже докембрия. Так, например, А. В. Волиным в 1943 г. в районе гор Жалтау была выделена толща разноцветных сланцев и оолитовых халцедонолитов<sup>1</sup>. Судя по описанию, эта свита в какой-то мере отвечает выделенной нами жалтауской свите и булантинской свите Л. И. Боровикова (1955), который указывал на наличие окремнелых оолитовых пород в ее составе.

Автором (1957) ранее выделялась толща, аналогичная по объему жалтауской свите, но носившая название нижней подсвиты булантинской свиты. Однако резкое отличие нижней подсвиты от верхней, а также наличие в ряде мест трансгрессивного контакта в основании верхней подсвиты булантинской свиты (в моем старом понимании) заставило выделить нижнюю подсвиту в самостоятельную свиту и присвоить ей название жалтауской.

#### Булантинская свита (Ст, bl)

Булантинская свита, впервые выделенная под этим названием Л. И. Боровиковым (1952), носит название р. Буланты, где в ее нижнем течении были описаны обнажения кремнистых пород, отнесенных к нижнему кембрию. Эта толща является аналогом нижней свиты кремнисто-углистых пород Э. Д. Джавадова и И. И. Гладкова. Однако, как показали последующие исследования В. М. Добрынина и А. Л. Книппера, в бассейне р. Буланты полностью отсутствуют нижекембрийские образования, а кремнисто-углистые сланцы должны быть отнесены к терескенсайской свите среднего кембрия — нижнего ордовика (см. ниже). Однако в нижнем кембрии действительно присутствуют кремнисто-углистые и кремнисто-глинистые сланцы, пользующиеся широким распространением в восточной части исследованного района (гора Жалтау, реки Байконур, Курайлы Кара-Сире и т. д.). Название булантинская свита довольно прочно вошло в геологическую литературу (Боровиков, 1952, 1955, 1961; Книппер, 1957; Резолюция совещания по унификации..., 1958). В связи с этим нами оставляется этот термин, однако под ним понимается несколько иной комплекс пород.

Нижняя граница булантинской свиты проводится нами по подошве пачки разноцветных алевролитовых сланцев, залегающих на севере района согласно, а на юге трансгрессивно на подстилающих их кембрийских или даже докембрийских образованиях. Трансгрессивный контакт прекрасно виден в районе горы Аксайдынкаши, где алевролитовые сланцы основания

<sup>1</sup> Название «оолитовый халцедонолит», предложенное А. В. Волиным для окремнелых оолитовых известняков, не может считаться правильным, так как микроскопическое и химическое изучение этих пород показывает полное отсутствие халцедона и наличие кварца. Поэтому правильнее называть эти породы «оолитовыми окремнелыми породами», так, как это предложил А. И. Боровиков (1955). К сожалению, ранее автор данной работы придерживался названия, предложенного А. В. Волиным (Книппер, 1957).

булантинской свиты залегают непосредственно на отложенных докембрия, а также в районе слияния рек Байконур и Сарысай, где при прослеживании нижней границы булантинской свиты по простирацию видно, как пачка алевролитовых сланцев под острым углом последовательно перекрывает различные горизонты жалтауской свиты и в 700 м от устья р. Сарысай уже залегают на отложениях докембрия. Аналогичное явление наблюдается и в районе горы Басалтуайт. На севере, в районе гор Космурун, Жалтау и Усгырлытау, азимутальное несогласие отсутствует и отложения булантинской свиты согласно сменяют отложения жалтауской свиты. Наиболее полный разрез булантинской свиты встречен лишь в районе горы Аксайдынкаши. Здесь, непосредственно на отложениях тумурзинской свиты нижнего протерозоя, залегают следующий разрез (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Черные и зеленые плотные хлоритовые и алевролитовые сланцы . . .	25—30
2. Кремнистые и кремнисто-углистые серые, иногда почти белые тонкослоистые сланцы . . . . .	50
3. Бурые массивные толстослоистые доломитизированные известняки.	
В средней части пачки встречены кремнистые и кремнисто-углистые сланцы	50
4. Кремнистые и кремнисто-углистые сланцы . . . . .	10
5. Пестроцветные кремнистые сланцы, песчаники, алевролиты, тонкослоистые известняки и песчаники, относящиеся к вышележащей курайлинской свите.	

Общая мощность булантинской свиты в разрезе горы Аксайдынкаши 140 м.

К северу от горы Аксайдынкаши наиболее полными являются разрезы булантинской свиты, вскрытые в пределах гор Жалтау, рек Байконур и Курайлы, однако чрезвычайно сложная их дислоцированность не позволяет выделить в них отдельные пачки. Обобщенный разрез этого района выглядит следующим образом. На окремнелых оолитовых породах и кварцитах жалтауской свиты<sup>1</sup>, а местами непосредственно на докембрийских образованиях<sup>2</sup> снизу вверх залегают породы в следующей последовательности:

	Мощность, м
1. Темно-зеленые и черные хлоритовые, красные гематитизированные леевролитовые сланцы . . . . .	30
2. Розовато-серые, серые, иногда зеленоватые тонкослоистые кремнистые сланцы . . . . .	около 50
3. Черные тонкозернистые кварцитовые и кремнисто-углистые сланцы пепельно-серого, иногда черного цвета. Отдельные пачки кремнистых и кремнисто-углистых сланцев обладают ленточнослоистой, иногда пятнистой текстурой, зависящей от чередования прослоев, в различной степени обогащенных углистым веществом . . . . .	около 200—220

Общая мощность булантинской свиты в этом районе 280—300 м. Верхняя ее часть, по-видимому, отсутствует. Еще один разрез булантинской свиты вскрыт на р. Кара-Сире. Здесь в стратиграфической последовательности снизу вверх (основание свиты не вскрыто) обнажаются:

	Мощность, м
1. Серые и черные кремнисто-углистые и кремнистые сланцы, содержащие редкие и маломощные прослои черных яшм . . . . .	около 100
2. Бурые плотные, толстослоистые доломитизированные известняки	15
3. Черные и серые ленточно-слоистые яшмы . . . . .	10
4. Бурые плотные, толстослоистые доломитизированные известняки, в верхней части переслаивающиеся с мягкими черными углистыми и зелеными кремнистыми сланцами . . . . .	20
5. Тонкослоистые розовые, зеленоватые и серые известняки. Комплекс пород пятой пачки, постепенно сменяющий отложения булантинской свиты, относится мной уже к вышележащей курайлинской свите.	

<sup>1</sup> Горы Усгырлытау, Жалтау, Космурун, Караадыр.

<sup>2</sup> Гора Басалтуайт, р. Байконур.

Общая видимая мощность разреза булантинской свиты по р. Кара-Сире 145 м.

Подводя итоги всему сказанному, можно сделать следующие выводы:

1. Согласный на севере контакт булантинской свиты с подстилающей ее жалтауской свитой (район гор Усгырлытау, Жалтау, Космурун) становится все более и более трансгрессивным при прослеживании его в южном направлении. Это выражается сначала в частичном перекрытии пород жалтауской и улутауской свит в районе среднего течения р. Байконур (см. фиг. 18) и горы Басалтуайт, а затем в полном перекрытии этих свит булантинской свитой, в результате чего к югу от широты р. Курайлы на образованиях разных свит докембрия всюду залегают только кремнистые образования булантинской свиты.

2. В этом же направлении (с севера на юг) уменьшается и мощность булантинской свиты в пределах восточной зоны ее выходов. Так, например, неполные разрезы горы Жалтау и р. Курайлы имеют мощность минимум 280—300 м, тогда как полный ее разрез в районе горы Аксайдынкаши имеет мощность 140 м.

### Курайлинская свита (С<sub>1</sub>kr)

Под названием курайлинской свиты Л. И. Боровиковым (1952, 1955) в разрезе р. Курайлы был выделен комплекс пестроцветных сланцев, песчаников и известняков, постепенно сменяющий вверх по разрезу отложения булантинской свиты. Нижняя граница свиты имеет условный характер и проводится мною по кровле черных углистых яшм и кремнисто-углистых сланцев булантинской свиты.

В 2 км к востоку от места слияния р. Курайлы с р. Байконур, на расстоянии 3 км, в стратиграфической последовательности снизу вверх, вскрыт следующий разрез курайлинской свиты (основание свиты не обнажено):

	Мощность, м
1. Частое переслаивание темных кремнисто-углистых, углисто-известковистых сланцев и плотных темно-серых известняков. Толщина отдельных прослоев колеблется в пределах 2—3 см. В нижней части пачки преобладают известняки, в верхней — сланцы . . . . .	20
2. Переслаивание фиолетовых, вишневых, темно-серых карбонатных и алевролитовых сланцев и серых, голубовато-серых и розоватых известняков. Характер переслаивания внутри пачки: Серый известняк . . . . . 3,5 см Вишнево-красный алевролит . . . . . 1,5 см Серый известняк . . . . . 1,0 см Вишнево-красный алевролит . . . . . 10,5 см Серый известняк . . . . . 1,2 см Вишнево-красный алевролит . . . . . 1,5 см и т. д.	52
3. Частое переслаивание плотных скрытокристаллических известняков серого цвета с зелеными алевролитами . . . . .	41
4. Переслаивание зеленых и лиловых алевролитов, иногда обладающих красной косою слоистостью. Вверх по разрезу внутри пачки появляются сначала редкие и маломощные (до 1 см) прослои мелкозернистых плотных песчаников лилового и зеленого цвета. В верхней части пачки песчаники преобладают над алевролитами. Мощность отдельных горизонтов их иногда достигает 3 м. В основании пласта песчаника обычно лежат линзочки конгломератов, состоящих из удлинённых галек и примазок подстилающих алевролитов. В этой части разреза очень редко встречаются пласты известняков, обладающих очень своеобразной бугорчатой поверхностью . . . . .	67
5. Переслаивание лиловых алевролитов и серых известняков. В нижней части пачки преобладают алевролиты, в верхней — известняки. Эта часть разреза очень похожа на пачку 2 . . . . .	133
6. Часто переслаивание серых и зеленовато-серых песчаников с того же цвета алевролитами . . . . .	280

- 7. Частое переслаивание зеленовато-серых и лиловых мелкозернистых песчаников и алевролитов. В верхней части разреза появляются редкие и маломощные прослои белых фарфоровидных известняков . . . . . 120
- 8. Частое переслаивание зеленых и малиновых алевролитов и серых известняков. Характер переслаивания в пачке очень похож на таковой в пачке 2 . . . . . 16
- 9. Переслаивание черных углистых полосчатых алевролитов и пятнистых светло-серых карбонатных сланцев . . . . . 15

Выше по разрезу породы пачки 9 сменяются зелеными алевролитовыми сланцами, содержащими мелкие обломки пород жалтауской и булантинской свит. Эти породы относятся мной уже к вышележащей байконурской свите.

Общая мощность разреза курайлинской свиты в разрезе р. Курайлы 744 м.

Основание курайлинской свиты вскрыто несколько южнее, на правом берегу р. Кара-Сире. Здесь (фиг. 5), выше бурых доломитизированных известняков и кремнисто-углистых сланцев булантинской свиты, залегает следующий разрез (в стратиграфической последовательности снизу вверх):



Фиг. 5. Сопоставление разрезов курайлинской свиты.

Байконурская свита: 1 — конгломераты. Курайлинская свита: 2 — тонколистонные разноцветные известняки; 3 — черные и зеленые яшмы; 4 — лиловые и зеленые алевролитовые сланцы; 5 — разноцветные песчаники; 6 — кремнисто-углистые сланцы; 7 — известняковые брекчии. Булантинская свита: 8 — черные яшмы; 9 — бурые доломитизированные известняки и доломиты; 10 — номера пачек разреза

Мощность. м

- 1. Тонколистоватые голубовато-серые микрослоистые известняки, в нижней части пачки переслаивающиеся с кремнисто-углистыми сланцами . . . . . 35
- 2. Шоколадные, зеленые, розовые алевролитовые и карбонатные сланцы, переслаивающиеся с мелкозернистыми песчаниками такого же цвета. Очень редко встречаются прослои голубовато-серых известняков . . . . . 55
- 3. Тонколистоватые известняки, дающие частое переслаивание разноокрашенных разностей. Здесь встречены известняки розового, зеленовато-серого, белого и желтого цвета . . . . . 30

Выше по разрезу породы курайлинской свиты с размывом перекрыты среднекембрийскими конгломератами. Общая видимая мощность курайлинской свиты в разрезе р. Кара-Сире — 120 м.

Оба вышеописанных разреза расположены в центральной части района. В пределах восточной его части известен всего лишь один разрез курайлинской свиты, расположенный в районе горы Аксайдынкаши. Здесь (см. фиг. 5), выше кремнисто-углистых сланцев и бурых доломитизированных

известняков булантинской свиты, в стратиграфической последовательности снизу вверх вскрыт следующий разрез горных пород:

Мощность. м

1. Зеленые мелкозернистые, очень плотные кварцитовидные песчаники, постепенно сменяющиеся вверх по разрезу зелеными, серыми, иногда почти белыми яшмовидными сланцами и такого же цвета тонколистоватыми алевролитами . . . . . 25
2. Плотные массивные темно-серые известняки, пронизанные тонкой сетью кальцитовых прожилков. Вверх по разрезу эти породы постепенно сменяются серыми плитчатыми известняками, содержащими отдельные мелкие (до 1—2 см) окатанные обломки кварца. Здесь же иногда встречаются прослои бурых доломитизированных известняков. Все известняки довольно сильно окварцованы, причем в них хорошо видны линзы молочно-белого кварца, явно образовавшегося по опалу. Иногда в окварцованных известняках видна неясная оолитовая структура . . . . . 20
3. Переслаивание известняков, аналогичных описанным выше, с прослоями зеленых яшмовидных сланцев и красных алевролитовых сланцев. Вверх по разрезу известняки постепенно начинают приобретать розовую окраску, и в них появляется мелкая галька известняков же. Еще выше по разрезу эти породы переходят в типичную осадочную известняковую брекчию розового, иногда красного цвета. В брекчиях преобладают неокатанные обломки серых и розовых известняков, красных алевролитовых сланцев и красных яшмовидных пород. Величина обломков достигает 5 см. Количество обломков в брекчиях колеблется от 5—10 до 70—80% общего объема породы. Среди брекчий встречены линзы бурых и светло-серых очень плотных массивных известняков . . . . . 30
4. Красные плитчатые полосчатые или пятнистые алевролитовые сланцы, полосчатость которых зависит от наличия прослоев серо-зеленого цвета. Эти сланцы переслаиваются с находящимися в подчиненном количестве прослоями зеленовато-серых песчаников с карбонатным цементом и тонколистоватыми известняками . . . . . 25
5. Черно-зеленые плотные кремнисто-глинистые сланцы, переслаивавшиеся с черно-зелеными слюдистыми сливными кварцитовидными песчаниками . . . . . 25

Общая мощность разреза 125 м.

Сопоставление вышеописанных разрезов дано на фиг. 5. Карбонатные породы, песчаники и алевролитовые сланцы являются постоянным членом разреза курайлинской свиты. Кремнистые породы появляются в нижней части разреза, но в районе р. Кара-Сире полностью отсутствуют.

Стратиграфическое положение курайлинской свиты выше кремнистых образований и доломитизированных известняков булантинской свиты и ниже базальных конгломератов среднего кембрия представляется достаточно ясным и подтверждается всеми имеющимися полевыми наблюдениями.

Таким образом, в районе горы Аксайдынкаши (восточная часть района) на реках Кара-Сире и Курайлы (центральная часть района) булантинская свита вверх по разрезу сменяется карбонатно-песчанисто-сланцевым комплексом пород.

Изолированный выход образований курайлинской свиты вскрыт в западной части района в верховьях Терескенская. Здесь из-под песчаников и конгломератов базальной части среднего кембрия обнажаются кремнисто-глинистые и кремнисто-углистые сланцы темно-серого и черного цветов, переслаивающиеся с зеленовато-серыми и желтоватыми глинистыми сланцами. Видимая мощность этих образований около 100 м. По своему стратиграфическому положению они, вероятно, могут быть отнесены к курайлинской свите.

### *Средний кембрий*

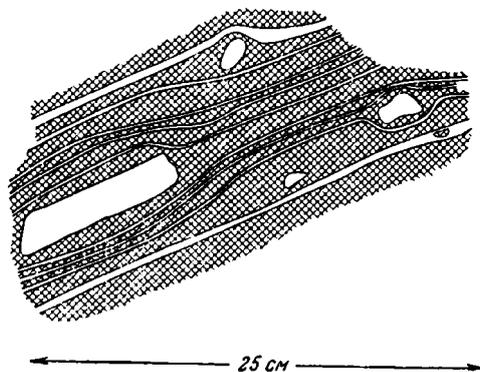
#### Байконурская свита (См<sub>2</sub> bk)

Под названием байконурской свиты Л. И. Боровиковым (1952, 1955) в разрезе р. Байконур был выделен комплекс валунных и крупногалечных конгломератов, трансгрессивно перекрывающий нижележащие кем-

брийские отложения. Эту же толщу И. И. Гладков и Э. Д. Джавадов называли свитой конгломератов.

Разобщенные выходы пород байконурской свиты могут быть объединены в три меридионально вытянутые полосы (зоны), отличающиеся друг от друга не только составом пород и мощностями, но и характером взаимоотношений их с подстилающими толщами.

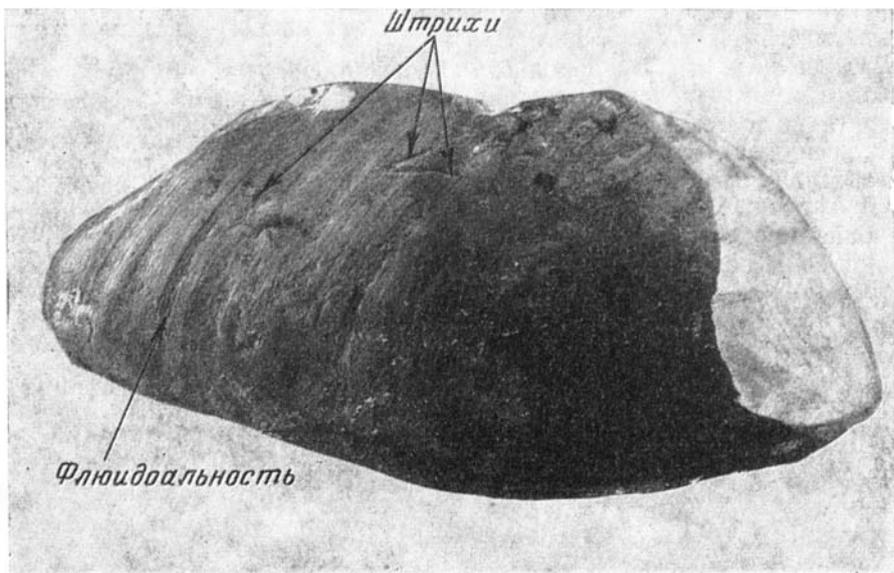
Западная зона включает в себя выходы конгломератов на реках Киякты, Джымыки, Терескенсай и Буланты; центральная объединяет разрезы рек Байконур, Курайлы, Коктал, Кара-Сире и Белеуты. В пределах восточной зоны находится разрез р. Бозинген.



Фиг. 6. Взаимоотношение обломков со слоистостью.  
Байконурская свита р. Курайлы

В условиях современного эрозионного среза наилучшие обнажения конгломератов байконурской свиты встречены в пределах центральной зоны, с которой мы и начнем описание этих своеобразных отложений.

Непосредственный контакт между породами байконурской и курайлинской свит вскрыт лишь в двух местах на р. Курайлы. Здесь, в 2 км к востоку от устья р. Курайлы, возле развалин зимовки, выше черных углистых алевролитов курайлинской свиты по резкой прямолинейной границе залегает 20-метровая пачка хорошо слоистых грязно-зеленых пород, по составу отвечающих песчано-алевролитовому аргиллиту. Слоистость обусловлена чередованием глинисто-алевролитовых и карбонатных прослоев. Толщина отдельных карбонатных прослоев иногда достигает 3 см. Между ними расположены очень тонкие карбонатные слоечки, чередующиеся с глинистыми прослоями. Ширина и тех и других не превышает 1—2 мм. В этих породах содержатся отдельные небольшие (до 0,3—0,5 см) обломки бурых доломитизированных известняков и оолитовых окремнелых пород жалтауской свиты. Среди обломков здесь полностью отсутствуют сланцы курайлинской свиты, которые подстилают разрез байконурской свиты. Через 5—10 см от основания толщи среди цементирующей массы появляются отдельные валунчики оолитовых окремнелых пород и габбро, достигающие величины 5—10 см. Вверх по разрезу пачки постепенно происходит увеличение количества валунов и галек. Параллельно этому явлению исчезает четкая слоистость. Чрезвычайно интересно взаимоотношение отдельных крупных обломков со слоистостью (фиг. 6). Хорошо видно, что нижний слой как бы продавлен под обломком, а верхний его обтекает, иногда с уменьшением мощности слоечка над обломком. Выше этой пачки залегает весьма разнообразный комплекс пород, прекрасно описанный Л. И. Боровиковым. Эти образования «...обладают весьма изменчивым обликом. В одних случаях они



Фиг. 7. Штрихованный валун флюидального фельзита. Байконурская свита  
р. Байконур. Нат. вел.

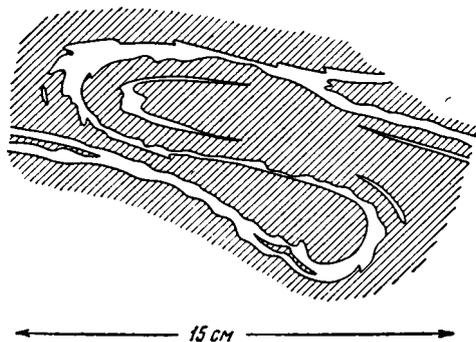
представляют собой настоящий конгломерат с глинистым цементом и большим количеством галек и валунов, в других состоят из неслоистой глинистой породы, с рассеянными в ней валунами и гальками и неокатанными обломками; в третьих — это тонколистоватые, сильно рассланцованные породы, переполненные мельчайшими обломками. Часто среди них наблюдаются глыбы сланцев, песчаников, известняков и различных метаморфических и интрузивных пород. В характере чередования указанных выше разновидностей не наблюдается какой-либо четко проявляющейся закономерности. Они чередуются между собой как по вертикали, так и по простиранию. Местами в основании байконурской свиты преобладают неравномернозернистые и конгломератовидные, сильно рассланцованные песчаники и песчаные алевро-глинисто-пелитовые сланцы» (1955, стр. 96).

Размер обломков изменяется от 0,3—0,5 мм до 5—8 м. Форма обломков — овальная, эллипсоидальная, шарообразная, клинообразная и др. Иногда встречаются очень своеобразные веретенообразно и серпообразно изогнутые обломки плитчатых известняков. Среди обломков встречены следующие докембрийские породы: лейкократовые граниты, гранит-порфиры, кварцевые сиениты и гранито-гнейсы карсакапайского гранитоидного комплекса, кварцевые порфиры лакбайской свиты, миндалекаменные и диабазовые порфиры акшокинской свиты, габбро-пироксениты и различные туфы как кислых, так и основных пород. Кроме того, здесь встречены конгломераты и песчаники улутауской свиты, окварцованные оолитовые породы жалтауской свиты, кремнистые, кремнисто-углистые сланцы и черные яшмы булантинской свиты, красные яшмы, бурые доломитизированные и окварцованные тонкоплитчатые известняки и пестроцветные сланцы курайлинской свиты. Кроме того, в обломках «тиллито-подобных» конгломератов встречается галька этих же пород и многочисленные валуны массивных и тонкослоистых доломитизированных известняков, онколитовых доломитов и кварцевых гравелитов. Чрезвычайно любопытно, что на поверхности некоторых валунов видны слабые следы штриховки, иногда даже двух направлений (фиг. 7).

Сцементированы эти обломки глинисто-хлоритовым материалом, содержащим многочисленные мелкие остроугольные неокатанные и полуокатанные обломки алевритовой и песчанниковой размерности.

В цементе конгломератов в большом количестве встречаются гнездовидные скопления кристаллов пирита.

Внутри разреза байконурской свиты присутствуют чрезвычайно своеобразные пачки пород, достигающие мощности 30—40 м. Сложены эти пачки тонким пелитоморфным, иногда глинистым веществом грязно-зеленого цвета, в котором плавают отдельные очень редкие обломки от алевритовой до валунной размерности.



Фиг. 8. Следы подводного оплывания осадка в алевролитах байконурской свиты р. Байконур

Особо следует остановиться на характере слоистости, развитой внутри пород байконурской свиты на р. Байконур. При прослеживании какого-либо прослоя по простирацию видно, что он многократно выклинивается, дает систему очень сложных подвернутых и лежащих небольших складок с раздувами мощности слоя в их ядрах (фиг. 8). Такой характер слоистости напоминает типичную картину пластичного течения неуплотненного осадка. В общей беспорядочно ориентированной системе разнообразнейших падений, наблюдаемых при просмотре обнажений байконурской свиты по р. Байконур, удалось в ряде случаев подметить следующие закономерности. На каком-то интервале (5—10 м) направления падения пород в общем совпадают. Затем на каком-то другом интервале направления падения отдельных пластов резко меняют свою ориентировку без каких-либо промежуточных, средних углов падения. Создается впечатление, что внутри образований байконурской свиты заключены отдельные пакеты пород, находящиеся между собой в очень сложных взаимоотношениях. Как мы знаем, такие явления очень характерны для подводно-оползневых толщ.

Помимо вышеописанного типа слоистости, в породах байконурской свиты имеется и иной характер чередования слоев, наблюдаемый в песчаных пачках. В них наблюдается некоторая ритмичность. В основании ритма часто залегает мелкогалечный несортированный конгломерат, величина обломков в котором убывает вверх. Он сменяется сначала грубозернистым, а затем и мелкозернистым песчаником. В верхней части «ритма» обычно располагается тончайший прослой (до 2 мм) алеврита с карбонатным цементом. Толщина отдельных прослоев редко превышает 2 см.

Описанные выше «ритмы» с мелкогалечным конгломератом в основании редки. Преобладают ритмы, в которых базальный слой сложен крупными среднезернистым песчаником, который вверх постепенно переходит в алеврит с карбонатным цементом. Граница между отдельными

«ритмами» часто неровная, волнистая. Иногда верхний ритм под острым углом срезает нижележащие слои.

Вышеописанный характер слоистости типичен для отложений турбидных (суспензионных, мутьевых) течений, прекрасно описанных в работе И. В. Хворовой (1958).

Таков облик конгломератов байконурской свиты в разрезах рек Курайлы и Байконур в пределах центральной зоны.

В связи с отсутствием четкой слоистости подсчет мощности этих образований чрезвычайно затруднен. Мощность<sup>1</sup> свиты в данном разрезе достигает 600 м.

В южном направлении характер отложений байконурской свиты несколько меняется. Так например, на р. Кара-Сире, в 1,5 км к востоку от колодца, непосредственно в основании свиты залегают грубообломочные образования. Эти конгломераты иногда лежат непосредственно на кремнисто-углистых сланцах и доломитах булантинской свиты. Верхняя часть разреза байконурской свиты в районе Кара-Сире сложена граувакковыми песчаниками и мелкогалечными конгломератами. Общая мощность среднекембрийских конгломератов на р. Кара-Сире 400 м.

Несколько иной характер имеют образования байконурской свиты в пределах западной полосы ее выходов. Здесь, в районе высот 282 и 284 м, нижняя часть свиты сложена мелкогалечными конгломератами и граувакковыми песчаниками, а верхняя — типичными конгломератами байконурского типа. Такой тип разреза байконурской свиты характерен для всей западной зоны. Мощность ее здесь около 200 м и залегаёт она с небольшим размывом на кремнистых породах курайлинской свиты (верхнее течение р. Терескенсай).

Если судить по одиночному выходу пород байконурской свиты в районе Кияктинского буроугольного месторождения, то в западном направлении конгломераты верхней части байконурской свиты могут замещаться темно-зелеными, иногда почти черными граувакковыми песчаниками.

В пределах этой же зоны интересный разрез байконурской свиты вскрыт в нижнем течении р. Кара-Сире, в 2,6 км к западу от колодца, находящегося на р. Кара-Сире.

Здесь выше известняков и карбонатных сланцев курайлинской свиты описана следующая последовательность пород:

	Мощность, м
1. Конгломераты, содержащие очень редкую и рассеянную гальку известняков курайлинской свиты (максимальной величины 5 см) . . . . .	5
2. Среднезернистые песчаники зеленого цвета, переслаивающиеся с салатно-зелеными плотными алевролитами . . . . .	100
3. Диабазовые миндалекаменные порфириты темно-зеленого цвета, переслаивающиеся с пластами туфопесчаников . . . . .	50
4. Переслаивание бурых туфопесчаников и зеленых песчаников . . . . .	около 150

Общая мощность разреза около 300 м.

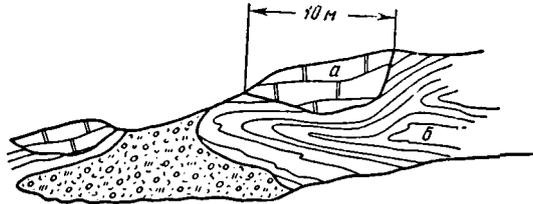
Очень своеобразный разрез байконурской свиты вскрыт в среднем течении р. Бозинген. Здесь ниже разноцветных яшм и известняков среднего-верхнего кембрия, отделяясь от них тектоническим разрывом, залегают следующие породы (в стратиграфической последовательности снизу вверх):

	Мощность, м
1. Тонкослоистые кремнисто-глинистые сланцы темно-зеленого цвета. Вверх по разрезу эти породы приобретают буроватый оттенок, что зависит от появления в них доломитового материала. В средней части пачки появляются сначала немногочисленные мелкие, затем все более частые и крупные гальки изверженных пород размером 25—30 см. Среди них встречены граниты, грано-сиениты, габбро, габбро-порфириты и кварцевые порфириты . . .	10

<sup>1</sup> Мощность определялась по нормали между моноклинально залегающими породами, которые подстилают и перекрывают байконурские конгломераты.

2. Тонкослоистые желтовато-бурые доломиты. Толщина отдельных прослоев в доломитах колеблется от 1 до 3 мм. Мощность их очень постоянна. Хорошо видно, что мощность отдельных тонких прослоев по простиранию быстро меняется, а иногда они совсем выклиниваются. Доломиты смяты в систему очень сложных, иногда лежащих складок и содержат включения (глыбы) толстослоистых серых, сильно окварцованных массивных известняков. Длина этих глыб достигает 10 м при мощности 3,5—4 м (фиг. 9). Внутри этой пачки дважды встречены горизонты с включениями хорошо окатанной гальки изверженных пород, по составу ничем не отличающихся от вышеописанных. Цементированы гальки бесструктурным доломитовым же цементом . . . . .

40



Фиг. 9. Глыбы массивных известняков (а) в тонкослоистых доломитах (б) байконурской свиты; р. Бозинген

3. Переслаивание темно-зеленых алевролитов, среднезернистых светло-серых кварцевых песчаников и бурых доломитов. Толщина отдельных прослоев обычно не превышает 40 см. Все эти породы смяты в ряд причудливых складок . . . . .

50

4. Переслаивание разнообразных доломитов и известняков. Эти очень плотные породы образуют пласты мощностью от 10 до 30—40 км. В верхней части пачки встречен горизонт с включением гальки изверженных пород и два маломощных (по 10 см) прослоя сильно измененных витрокластических туфов андезитового порфирита . . . . .

30

Общая мощность разреза р. Бозинген 130 м.

Сопоставление всех вышеописанных разрезов дано на фиг. 10. На основании всего изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Наибольшие мощности пород байконурской свиты приурочены к центральной зоне (600 м). К западу и к востоку происходит изменение мощностей — до 200 м в районе Терескенская и до 130 м в районе р. Бозинген (правда, последний разрез неполный).

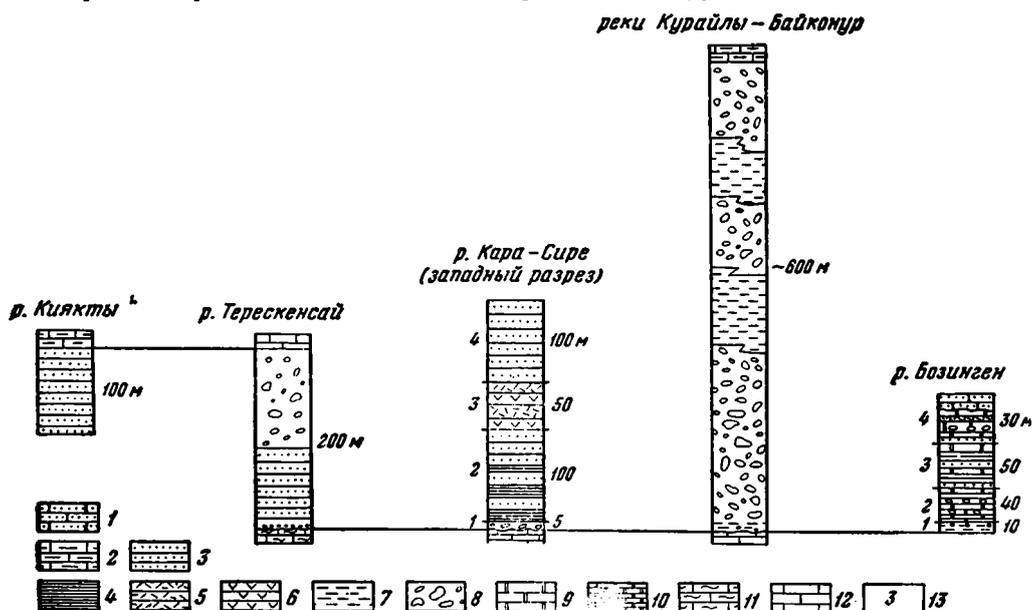
2. Грубовалунные глыбовые конгломераты преобладают в разрезах р. Байконур (центральная зона). При прослеживании их к западу и к югу в них увеличивается количество прослоев граувакковых песчаников. В восточном направлении обломочные образования замещаются хемогенными.

3. В пределах северной части центральной зоны и в западной зоне байконурские конгломераты залегают со слабым размывом на подстилающих их образованиях курайлинской свиты. Более сильный размыв, иногда с полным перекрытием пород курайлинской свиты, наблюдается в южной части центральной зоны.

### Коктальская свита (См, кк)

Коктальская свита, впервые выделенная под этим названием Л. И. Боровиковым (1952, 1955), является аналогом свиты верхних кремнистоуглистых сланцев Э. Д. Джавадова и И. И. Гладкова, а также нижней части ванадиеносной формации А. В. Волина. Образования этой свиты широко распространены в пределах центральной части исследованного

района и встречены в разрезах рек Байконур, Ащимиир, Коктал и Кара-Сире. Нижняя граница свиты проводится по подошве пачки ленточно-слоистых черных и белых яшм, иногда содержащих в основании пласт розовых и серых кремнисто-глинистых сланцев. Эта пачка во всех разрезах по резкой границе сменяет конгломераты байконурской свиты. Характер



Фиг. 10. Сопоставление разрезов байконурской свиты.

Дулыгалинская свита: 1 — песчаники. Коктальская свита: 2 — черные яшмы. Байконурская свита: 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — туфы порфиритов и туфопесчаники; 6 — диабазовые порфириты; 7 — глинисто-хлоритовые сланцы с редкими включениями гальки; 8 — ксгльсегаты; 9 — массивные доломитизированные известняки; 10 — тонкослоистые доломиты. Курайлинская свита: 11 — зеленые и черные яшмы; 12 — тонкоплитчатые известняки; 13 — номера пачек в разрезе

взаимоотношения пород коктальской свиты с подстилающими ее образованиями байконурской свиты неясен, так как составление послойного разреза байконурской свиты невозможно. Поэтому нельзя сказать, залегает коктальская свита в различных разрезах на одном стратиграфическом горизонте байконурской свиты или на разных. Можно лишь говорить об очень резкой границе между байконурской и коктальской свитами.

Наиболее полные разрезы коктальской свиты вскрыты на реках Байконур, Коктал, Кара-Сире. На р. Байконур в ряде разрезов удается установить следующую последовательность пород внутри свиты (снизу вверх в стратиграфической последовательности):

Мощность,  
м

1. Ленточное переслаивание черных и светло-серых яшм. Слоистость пород очень четкая, границы между слоями резкие. Толщина отдельных прослоев колеблется от 2—3 мм до 5—10 см. Наиболее часты прослои с толщиной от 2 до 5 см . . . . .

20

2. Частое чередование разнообразных кремнистых и кремнисто-углистых сланцев. Вся пачка имеет ленточно-полосчатое строение. Среди пород пачки встречены следующие разновидности:

а) черные кремнисто-углистые сланцы, дающие при разрушении тонкие плотные плитки. Внутри эти сланцы обладают тонкой волосовидной слоистостью. В них обычно содержатся округлые фосфатные конкреции;

б) массивные неслоистые черные кремнисто-углистые сланцы;

в) массивные черные неслоистые кремнисто-углистые сланцы, содержащие многочисленные мельчайшие округлые обломки светло-серых кремнистых сланцев;

г) плитчатые кремнисто-углистые сланцы черного цвета с многочисленными остроугольными обломками кремнистых же сланцев;

д) светло-серые и пепельно-серые кремнистые сланцы;

е) пепельно-серые хорошо слоистые кремнисто-глинистые сланцы, содержащие многочисленные кальцитовые конкреции.

Все эти породы обладают толщиной слоя от 2 до 4 см и чередуются между собой без какой-либо закономерности. Для кремнистых образований этой пачки очень характерны стилолитовые швы, разграничивающие обычно слои пород одинакового состава. Благодаря такому характеру сочленения поверхность пласта имеет как бы мелкобугорчатый рельеф.

В верхней части пачки с вышеперечисленными разностями кремнистых пород переслаиваются очень редкие маломощные (по 1—2 см) слои черного очень плотного известняка . . . . . 50

3. Тонкопослойчатые кремнистые и кремнисто-углистые сланцы зеленовато-серого или черного цвета, в которых содержатся два или три (10—15-сантиметровых) прослоя очень плотных черных известняков . . . . . 30

Общая мощность кокतालской свиты в разрезе р. Байконур 100 м.

Выше эти породы постепенно сменяются карбонатными образованиями ащимиурской свиты.

Южнее, в районе нижнего течения р. Кара-Сире, вскрыт следующий разрез кокतालской свиты, залегающий на конгломератах байконурской свиты (снизу вверх в стратиграфической последовательности):

	Мощность, м
1. Кремнисто-глинистые розовые, серые, зеленоватые сланцы, содержащие отдельные кристаллы пирита, обычно нацело замещенные гетитом. В связи с выветриванием этих кристаллов порода нередко приобретает ячеистый облик . . . . .	5
2. Ленточнослоистые черные и белые яшмы. В основании пачки это толстослоистые (15—20 см) породы, слоистость которых обусловлена чередованием черных и молочно-белых кремнистых прослоев. Каждый однородный прослой обладает еще и внутренней микрослоистостью, что, очевидно, зависит от неравномерного распределения внутри породы углистого материала. Той же причиной обуславливается иногда и пятнистая текстура породы. В верхней части пачки эти же самые породы приобретают более тонкую слоистость и не содержат прослоев черных яшм. Здесь наблюдается чередование темно- и светло-серых прослоев, причем прекрасно виден линзовидный характер слоистости. Поверхности слоев не прямолинейны, как в нижней части пачки, а имеют волнистый характер. Довольно часто встречаются и стилолитовые швы, приуроченные к границам кремнистых прослоев разного цвета . . . . .	35
3. Черные и серые, иногда пепельно-серые тонкослоистые кремнисто-углистые сланцы, иногда содержащие отдельные крупные фосфатные конкреции. Для этих пород также очень характерны стилолитовые поверхности сочленения отдельных прослоев . . . . .	40
4. Кремнисто-глинистые и глинистые сланцы зеленовато-серого и желтовато-серого цвета. Породы тонкослоисты, что обусловлено чередованием прослоев разного цвета. Здесь же встречаются тонкие, толщиной 2—3 см, пропластки бурых доломитов . . . . .	50
Выше следуют известняки ащимиурской свиты.	

Общая мощность кокतालской свиты в разрезе р. Кара-Сире 130 м.

Сравнивая описанные разрезы, можно прийти к выводу, что образования кокतालской свиты не испытывают значительных фациальных изменений по площади.

Микроскопическое изучение кремнистых пород кокतालской свиты показывает, что они состоят из очень тонкой субкристаллической изотропной кварцевой массы, в которой даже при очень большом увеличении не удастся различить контуров отдельных зерен. Такой характер пород, по всей видимости, говорит об их первичном хомогенном происхождении.

В кремнистых образованиях обычно содержится большое количество углистого вещества, которое образует гнездовидные, линзовидные и полосовидные скопления. Иногда в шлифах удается увидеть остатки радиолярий.

Среди кремнисто-углистых сланцев Л. И. Боровиковым были обнаружены прослой окремнелых пепловых туфов и туффитов. По его описанию, туфы обладают «кристаллокластической структурой основной массы и пепловой структурой цементирующего вещества. Порода состоит из обломков зерен кварца с неровными контурами, величиной не более 0,01 мм, и небольшого количества обломков кристаллов кислого плагиоклаза, погруженных в пепловый материал. В туффитах, обладающих псаммитовой структурой, присутствуют обломки кварца, кислого плагиоклаза, микроклина, кварцита, кремнистых пород и кислых эффузивов. Цемент представлен серицитом или хлоритом, обволакивающим отдельные обломки. Структура цемента пленочная» (1955, стр. 99).

### Средний—верхний отделы

#### Ашмиирская свита (С<sub>2-3</sub>, ash)

Под этим названием мною выделяется толща углистых известняков, переслаивающихся с кремнистыми и алевролитовыми сланцами. Ашмиирская свита является аналогом известняковой толщи А. В. Волина. Ее образования согласно и постепенно сменяют собой вверх по разрезу породы кокतालской свиты, поэтому нижняя граница свиты достаточно условна. Ашмиирская свита носит название р. Ашмиир и имеет широкое распространение в районе р. Байконур и ее притоков, а также южнее, в бассейнах рек Ашмиир, Коктал и Кара-Сире.

Наиболее полные разрезы свиты вскрыты по правому и левому берегам р. Байконур, а также по многочисленному его правым и левым притокам, где ее породы участвуют в строении двух синклинальных складок, восточная из которых названа мною Каргалы-Байконурской, а западная — Сюресай-Байконурской.

На правом берегу р. Байконур, в 2 км к северу от устья р. Курайлы, обнажается следующий разрез, отвечающий центриклинальному замыканию Сюресай-Байконурской синклинали. Здесь выше тонкополосчатых кремнистых и кремнисто-углистых сланцев кокतालской свиты залегают (фиг. 11, колонка III):

Мощность,  
м

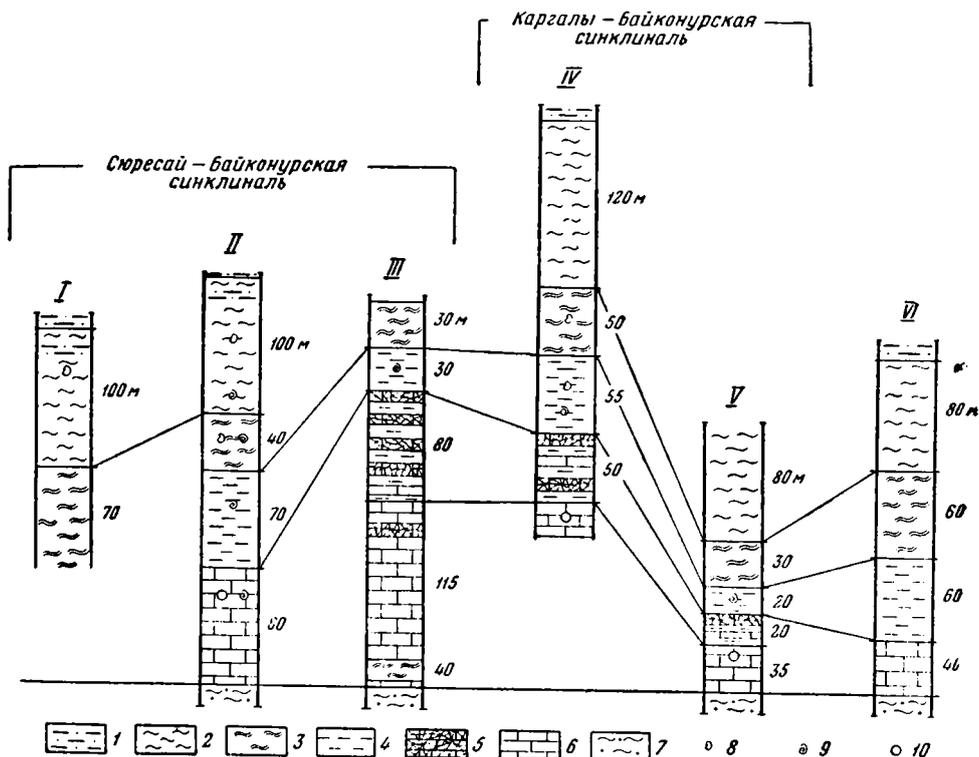
1. Зеленовато-серые, сизые, очень плотные яшмовидные сланцы, в которых появляются сначала редкие и маломощные, а затем все более частые и мощные прослой серых углистых известняков. Переслаивающиеся с известняками сланцы вверх по разрезу становятся менее кремнистыми и приобретают облик типичных аргиллитов. Некоторые пласты углистых известняков обладают очень своеобразным брекчиевидным строением. В них хорошо видны округлые и лепешкообразные обломки серых углистых известняков, сцементированных серым же известняком, который на выветрелой поверхности приобретает бурый цвет. Поверхность пласта обычно бугорчатая. В верхней части пачки мощность пластов известняков и разделяющих их пачек сланцев достигают 3—5 м. Характер переслаивания в нижней части пачки:

Серый известняк . . . . .	20 см
Кремнистый сланец . . . . .	9 см
Черный известняк . . . . .	22 см
Кремнистый сланец . . . . .	10 см
Серый известняк . . . . .	11 см
Общая мощность пачки . . . . .	40

2. Хорошо слоистые серые углистые известняки. Мощность отдельных пластов внутри пачки достигает 3—5 м, хотя обычная их толщина — 40—50 см. В верхней части пачки появляются своеобразные брекчиевидные известняки, в которых как бы перемешаны отдельные обломки известняков и зеленых аргиллитов, сцементированных карбонатным материалом. В верхней части пачки появляются маломощные (по 3—5 м мощности) пласты темно-зеленых аргиллитов и алевролитов . . . . . 115

3. Переслаивание известняков и кремнистых аргиллитов. Вначале это очень частое переслаивание известняков, мощность пластов которых колеблется от 0,4 до 0,6 м, с прослоями плотных, хорошо слоистых кремни-

стых аргиллитов, мощность которых не превышает 5—10 см. Вверх по разрезу мощность пластов известняков уменьшается до 5—20 см. Одновременно известняки приобретают брекчиевидное строение. Обычно пласт известняка состоит из массы обломков известняка, каждый из которых как бы «закатан» в тонкую пленку аргиллита. Мощность слоев кремнистых аргиллитов, разделяющих пласты известняков, в верхней части пачки достигает 3—4 м. Всего в этой части разреза насчитано 22 пласта известняка . . . . .



Фиг. 11. Сопоставление разрезов средне-верхнекембрийских и ниже-среднеордовикских образований.

I — р. Сюресай; II — район устья р. Северной; III — район устья р. Курайлы; IV — р. Северная  
V — среднее течение р. Курайлы; VI — реки Кара-Сирс и Ащимир.

Дульгаллинская свита: 1 — зеленые и малиновые алевролиты. Карасуирская свита: 2 — кремнисто-углистые сланцы и черные яшмы; 3 — зеленые кремнистые сланцы; 4 — кремнистые аргиллиты и алевролиты. Ащимирская свита: 5 — брекчиевидные известняки; 6 — серые углистые известняки. Кокतालская свита: 7 — кремнисто-углистые сланцы. Горизонты с фауной: 8 — граптолитов, 9 — беззамковых брахиопод и гастропод, 10 — трилобитов

Выше образования ащимирской свиты сменяются кремнистыми аргиллитами и алевролитами карасуирской свиты. Общая мощность вышеописанного разреза — 235 м. При прослеживании образований ащимирской свиты в северном направлении вдоль восточного крыла Сюресай-Байконурской синклинали происходит уменьшение их мощности до 80 м (лог, впадающий слева в р. Байконур, в 5 км к северу от устья р. Курайлы). Здесь полностью отсутствуют пачки 1 и 3 описанного выше разреза, и ащимирская свита сложена только хорошо слоистыми и брекчиевидными углистыми известняками. Переход к ним от подстилающей свиты очень быстрый (см. фиг. 11, колонка II). Переслаивание углистых образований, типичных для коктальской свиты, с ащимирскими известняками охватывает здесь лишь пачку мощностью в 2 м, после чего следует сплошной известняковый разрез. Также быстро происходит переход ащимирской свиты и в карасуирскую свиту.

В пределах западного крыла Каргалы-Байконурской синклинали мощность известняков ащимиирской свиты равна всего 45 м, а характер перехода к подстилающим и перекрывающим ее образованиям такой же, как и в восточном крыле Сюресай-Байконурской синклинали. В восточном крыле Каргалы-Байконурской синклинали вновь появляется пачка переслаивания брекчиевидных известняков и кремнистых аргиллитов мощностью около 50 м (р. Северная) (см. фиг. 11, колонка IV). В области центриклинального замыкания этой складки мощность всей ащимиирской свиты всего 55 м, причем 20 м из них падают на верхнюю пачку переслаивания брекчиевидных известняков и кремнистых аргиллитов. Переход от коктальской свиты очень быстрый (см. фиг. 11, колонка V).

В известняках ащимиирской свиты на правом берегу лога, впадающего в р. Байконур слева и находящегося в 3 км к северу от устья р. Курайлы, геологом ЦКГУ В. М. Добрыниным в 1958 г. были найдены трилобиты. По определению Н. В. Покровской, все они относятся к одному виду — *Proceratopyge* sp. nov., близкому к *Proceratopyge fragilis* (Troedsson) из верхнего кембрия Восточного Тянь-Шаня. В заключение о возрасте фауны Н. В. Покровская пишет: «В настоящее время род *Proceratopyge* насчитывает 14 видов, из которых 12 приурочены к верхнему кембрию и 2 — к верхам среднего. Учитывая это обстоятельство, а также близость *Proceratopyge* sp. nov. к виду *Proceratopyge fragilis*, а также некоторым видам из верхнего кембрия Австралии, возраст пород, содержащих данный вид, можно датировать верхнекембрийским».

Н. Е. Чернышева и Л. Н. Крыськов, определяющие фауну из этой же точки, отнесли трилобитов также к виду *Proceratopyge* sp. nov., близкому *Proceratopyge magnicoide* Westergord. Возраст отложений, вмещающих эту фауну, по их мнению, также верхнекембрийский. В 1959 г. В. М. Добрыниным и Е. М. Сигитовой (1961) в известняках ащимиирской свиты была собрана новая коллекция окаменелостей. Здесь Н. К. Ившиным определены: *Lopnorites fragilis* Troedsson, *L. ex. gr. rectispinatus* Troedsson, *L. baikonuricus* Jvch. sp. nov., *Lopnorites* sp. 1, *Lopnorites* sp. 2, *Lotagnostus* sp., *Pseudagnostus* sp. По мнению Н. К. Ившина, возраст пород, вмещающих эту фауну, относится к верхней трети верхнего кембрия. В этом же разрезе мною были собраны беззамковые брахиоподы, определенные В. Ю. Горянским. Здесь встречены: *Acrotreta* cf. *curvata* Walcott, *Obolus* aff. *pheres* Walcott. Возраст пород, вмещающих эту фауну, по мнению В. Ю. Горянского, — верхнекембрийский.

Заканчивая описание ащимиирской свиты, отметим следующее обстоятельство: слагающие эту толщу породы испытывают довольно быстрые изменения мощностей даже в пределах какой-либо одной складки. Так, например, в Сюресай-Байконурской синклинали характерно увеличение мощности от ее крыла к области центриклинали. В Каргалы-Байконурской синклинали наибольшие мощности сосредоточены в области восточного крыла.

## Ордовикская система

### Нижний — средний отделы

#### Карасуирская свита (O<sub>1-2</sub> krs)

Впервые выделенная для этого района карасуирская свита является аналогом верхней части ванадиеносной формации А. В. Волина, где он выделил так называемую «аргиллитовую плиту» и верхние кремнисто-углистые сланцы. Карасуирская свита носит название р. Кара-Суир (верхнее течение которой называется р. Кара-Сире), где в 8 км к востоку от 12-го пикета дороги Карсакпай — Джусалы обнажается ее хороший вертикальный разрез. Нижняя граница свиты условно проводится по кровле послед-

него пласта известняков ащимиирской свиты. Наиболее полно разрезы свиты вскрыты по правому и левому берегам р. Байконур, на р. Ащимиир, а также по р. Кара-Сире и ее притокам. Хорошая выдержанность литологических пачек внутри свиты, различающихся лишь в небольших мощностных пределах, позволяет разделить карасуирскую свиту на две подсвиты: нижнюю — кремнистых аргиллитов и верхнюю — кремнистых сланцев.

Для характеристики свиты приведем два наиболее полно фаунистически охарактеризованных разреза. На р. Северной, в 6 км к востоку от места пересечения этой реки дорогой, идущей в пос. Байконур, в невысоких обрывах правого берега реки в непрерывной стратиграфической последовательности вскрыт следующий разрез, отвечающий восточному крылу Каргалы-Байконурской синклинали (описание разреза идет снизу вверх в стратиграфической последовательности и с востока на запад) (см. фиг. 11, колонка IV).

Переслаивание зеленых тонкоплитчатых кремнистых аргиллитов и брекчиевидных известняков, относящихся к ащимиирской свите. Выше с постепенным переходом:

	Мощность, м
1. Переслаивание светло-серых, светло- и темно-зеленых кремнистых аргиллитов, дающих между собой очень тонкое чередование. Эти породы нередко обогащены мелкими включениями кальцита и барита. В аргиллитах встречено большое количество остатков гастропод, определенных В. А. Востоковой как <i>Scenella</i> cf. <i>reticulata</i> Billings. В 30 м от основания пачки против устья небольшого лога, впадающего в р. Северную с левой стороны, собраны верхнетремадокские граптолиты, определенные М. Цаем как <i>Schisograptus quebeqensis</i> Ruedemann, <i>Bryograptus</i> sp. indet., <i>Tetragraptus</i> sp . . . . .	55
2. Переслаивание салатно-зеленых и зеленовато-серых очень плотных плитчатых кремнистых сланцев. Эти породы образуют четкослоистую пачку. Мощность отдельных пластов обычно не превышает 5—10 см. В средней части пачки собраны остатки граптолитов. Из них определен <i>Tetragraptus</i> ex. gr. <i>approximatus</i> Nicholson, форма, характерная для нижней и средней части аренгского яруса . . . . .	50
3. Переслаивание черных кремнисто-углистых сланцев с очень характерными пятнистыми черно-зелеными яшмами, неравномерная окраска которых зависит от неправильного чередования округлых, эллипсоидальных, линзовидных, иногда изометричных пятен черного и зеленого цвета. Как показывают микроскопические исследования, такая неправильная окраска яшм зависит от наличия мелких округлых обломков черных яшм в зеленых яшмах и наоборот. Слоистость в этих породах очень неправильная — «дрожащая» и линзовидная. Такая текстура пород, по всей видимости, зависит от пластического течения неуплотненного осадка. В яшмах иногда встречаются остатки скелетов радиолярий. Выше эти породы постепенно сменяются ленточнослоистыми полосчатыми яшмами, полосчатость которых зависит от чередования черных и зеленых прослоев, толщина которых колеблется от 0,5 до 4—5 см. Вверх по разрезу эти породы становятся менее кремнистыми и в них появляются отдельные пласты зеленых алевролитов . . . . .	120

Выше эти породы с постепенным переходом сменяются малиновыми и зелеными алевролитами нижней части дулыгалинской свиты. Общая мощность карасуирской свиты здесь 225 м, причем пачка 1 вышеописанного разреза отвечает нижней подсвите карасуирской свиты, а пачки 2 и 3 — верхней подсвите.

Очень похожий разрез вскрыт и в области центриклинального замыкания этой складки, находящейся на р. Курайлы (см. фиг. 11, колонка V). Однако мощность нижней подсвиты карасуирской свиты здесь всего лишь 20 м, а верхней подсвиты — 110 м. Таким образом, общая мощность карасуирской свиты здесь уменьшается из области восточного крыла складки (225 м) в район ее центриклинали (130 м). Аналогичное явление отмечалось мною и при описании ащимиирской свиты (см. фиг. 11).

Второй из опорных разрезов карасуирской свиты вскрыт на правом берегу р. Байконур, ниже устья р. Северной (см. фиг. 11, колонка II). Здесь, около второго крутого изгиба р. Байконур, считая от устья р. Северной, описан следующий разрез ордовикских образований, залегающих в восточном крыле Сюресай-Байконурской синклинали:

	Мощность, м
1. Серо-зеленые и зеленые плитчатые кремнистые аргиллиты, содержащие отдельные включения мелких кристаллов кальцита и барита. Здесь собраны остатки гастропод <i>Scenella</i> cf. <i>reticulata</i> Billings. . . . .	70
2. Переслаивание салатно-зеленых и серовато-зеленых плитчатых кремнистых сланцев. В 800 м к северу от описываемого разреза в самой верхней части этой пачки собраны остатки граптолитов, среди которых определены: <i>Tetragraptus</i> ex gr. <i>approximatus</i> Nicholson, <i>Tetragraptus</i> sp. Эти формы характерны для нижней и средней части аренигского яруса . . . . .	40
3. Переслаивание черных кремнисто-углистых сланцев с черно-зелеными пятнистыми яшмами, пятнистость которых обусловлена неправильным чередованием разно окрашенных прослоев и линз. В 700 м к юго-востоку в средней части описанной пачки собраны граптолиты, среди которых определены <i>Glyptograptus</i> cf. <i>dentatus</i> (Brogniart), <i>Tetragraptus</i> cf. <i>similis</i> (Hall.), <i>Expansograptus</i> sp. indet., <i>Phyllograptus</i> sp. indet., <i>Isograptus</i> sp. indet. Это комплекс фауны, скорее всего, говорит о верхнеаренигском или лланвирнском возрасте вмещающих пород. Общая мощность пачки 100 м. В породе пачек 2 и 3 найдены многочисленные отпечатки беззамковых брахиопод, свидетельствующие о нижне-среднеордовикском возрасте вмещающих отложений. Здесь определены: <i>Obolus feistmantely</i> (Barrand), <i>Obolus</i> ex gr. <i>meonelli</i> (Walcott), <i>Lingulella lepis</i> Salter, <i>Plectoglossa</i> sp. nov., <i>Obolus</i> sp. indet.	

Выше по разрезу образования карасуирской свиты постепенно сменяются зелеными и фиолетовыми плитчатыми алевролитами дулыгалинской свиты. Общая мощность вышеописанного разреза карасуирской свиты — 210 м. Пачка 1 этого разреза отвечает нижней подсвите, а пачки 2 и 3 — верхней. При прослеживании образований карасуирской свиты на юг, вдоль крыла Сюресай-Байконурской синклинали, в область ее центриклинального замыкания, выясняется, что мощности ее в этом направлении закономерно уменьшаются. Так, например, мощность нижней подсвиты уменьшается от 70 до 30 м (см. фиг. 11, колонка III). Как мы видели ранее, в образованиях ащимиирской свиты наблюдалась обратная картина. Остается добавить, что разрезы, аналогичные вышеописанным, встречены и севернее (р. Сюресай; фиг. 11, колонка I) и южнее (реки Ащимиир и Кара-Сире; фиг. 11, колонка VI). Многочисленные находки граптолитов в карасуирской свите позволяют нам датировать ее возраст как нижний ордовик и лланвирнский ярус, причем время образования нижней подсвиты относится к тремадокскому ярусу, а верхней — к аренигскому и лланвирнскому ярусам.

Средний отдел кембрийской системы —  
лланвирнский ярус среднего отдела ордовикской системы

### Терескенсайская свита (С<sub>2</sub> — О<sub>2</sub><sup>1</sup>)

Терескенсайская свита, впервые выделяемая для района, пользуется локальным распространением в западной части района, в бассейнах рек Киякты, Джымыка, Терескенсай и нижнего течения р. Буланты, а также на р. Бозинген. Всюду свита сложена одинаковым комплексом пород и залегает на конгломератах и песчаниках байконурской свиты. Этот контакт хорошо вскрыт на р. Киякты, в 2 км к западу от хозяйства Медь-продснаба, на р. Терескенсай, в районе высот 281,1 и 280,4 м, а также в южной части р. Буланты, на ее правом берегу, возле развалин кладбища. Всюду свита сложена очень близким комплексом пород, поэтому вполне

достаточно описать какой-либо один ее полный разрез. Одним из них является разрез р. Джымыки, где в районе кладбища Жанкот и могильника Оспан вскрыты прекрасные обнажения терескесайской свиты. Здесь непосредственно на конг. омератах байконурской свиты залегает следующий разрез (снизу вверх в стратиграфической последовательности; фиг. 12, колонка II).

Мощность, м

1. Тонкое переслаивание черных кремнисто-углистых, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев. Характер переслаивания в нижней части пачки:

Серый кремнистый сланец 0,7 см  
 Серый кремнисто-глинистый сланец . . . . . 0,5 см  
 Серый кремнистый сланец 6,5 см  
 Серый кремнисто-глинистый сланец . . . . . 0,5 см  
 Пепельно-серый пятнистый кремнистый сланец и т. д. 6,5 см

В верхней части пачки:

Тонкополосчатый серый кремнистый сланец . . . . . 15 см  
 Черный яшмовидный кремнисто-углистый сланец . 7 см  
 Розовый яшмовидный сланец 15 см  
 Черный яшмовидный сланец . . . . . 12 см

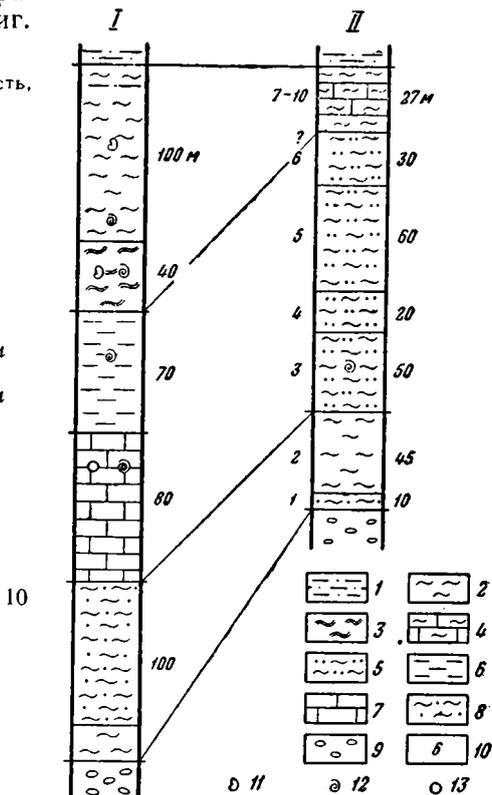
Общая мощность пачки . . . . . 100

2. Слоистые кремнисто-углистые яшмы, переслаивающиеся с серыми кремнистыми яшмами. Яшмы обладают прекрасной полосчатостью и образуют слои мощностью от 5 до 20—30 см. Очень редко среди яшм наблюдаются тонкие пропластки зеленовато-серых кремнисто-фосфатных пород. В средней части пачки встречаются многочисленные лепешкообразные округлые кремнисто-фосфатные конкреции . . . . . 45

3. Тонколистоватые, иногда плитчатые кремнисто-глинистые сланцы зеленовато-серого, розового, желтого цвета. Иногда сланцы довольно плотны и массивны и образуют прослои мощностью до 30 см, иногда тонколистоватые и образуют слои мощностью до 2—5 см. В кремнистых сланцах довольно часто встречаются кремнистые конкреции обладающие concentрическим строением. Кремнистые сланцы этой пачки довольно сильно ожелезнены, что выражается в наличии среди них железистых потеков, имеющих неправильную форму. К этим же породам приурочены многочисленные бобовые железистые конкреции, имеющие лепешковидную и эллипсоидальную форму. Ориентированы они, как правило, по слоистости. Помимо конкреций, часто встречаются отдельные включения железистых минералов (псевдоморфозы гетита по пириту).

В породах этой пачки на правом берегу р. Джымыки, к югу от могильника Оспан, В. М. Добрыниным и Е. М. Сигитовой собраны остатки беззамковых брахиопод, среди которых В. Ю. Горянским определены: *Lingula* sp. indet., *Acrotreta* sp. indet., *Obolus* sp. indet. Возраст пород, вмещающих эту фауну, или верхнекембрийский, или нижнеордовикский . . . . . 50

4. В основании горизонт черных, серых с выветрелой поверхности кремнисто-углистых сланцев. Мощность — 5 м. Выше эти породы сменяются



Фиг. 12. Сопоставление разрезов среднего — верхнего кембрия и нижнего — среднего ордовика рек Байконур (I) и Джымыки (II).

1 — зеленые и малиновые алевролиты; 2 — черные яшмы и кремнисто-углистые сланцы; 3 — зеленые кремнистые сланцы; 4 — красные яшмы; 5 — кремнистые сланцы; 6 — кремнистые алевролиты и аргиллиты; 7 — серые углистые известняки; 8 — кремнисто-углистые сланцы; 9 — «тиллитоподобные» конгломераты; 10 — номера пачек. Горизонты с фауной: 11 — граптолитов, 12 — беззамковых брахиопод и гастропод, 13 — трилобитов

светло-серыми кремнисто-глинистыми сланцами, кремнистость которых вверх по разрезу увеличивается. В средней части пачки встречен 15-сантиметровой прослой черных брекчий (туфо-?), содержащих многочисленные обломки кремнистых пород. Преобладающий размер обломков 0,2—0,3 см, но иногда величина их достигает 3 см . . . . . 20

5. Чередование зеленых, светло-зеленых плотных кремнистых сланцев и черных кремнисто-углистых сланцев. Многократное повторение отдельных прослоев создает полосчатый облик пород. Характер переслаивания внутри пачки:

Зеленый тонкополосчатый кремнистый сланец . . . . .	.20 см	
Черный кремнисто-углистый сланец . . . . .	. 2 см	
Зеленый кремнистый сланец . . . . .	.13 см	
Черный кремнисто-углистый сланец . . . . .	.1,7 см	
Зеленый кремнистый сланец . . . . .	.21 см	
Выше, в этом же разрезе:		
Черный кремнисто-углистый сланец . . . . .	3,5 см	
Зеленый кремнистый сланец . . . . .	4 см	
Черный кремнисто-углистый сланец . . . . .	3 см	
Зеленый кремнистый сланец и т. д. . . . .	4,2 см	
Общая мощность пачки . . . . .		60

6. Зеленые и лиловые, иногда пятнистые глинистые и кремнисто-глинистые сланцы. Встречаются вишнево-красные и серые разности. Иногда в сланцах по плоскостям слоистости располагаются бобовые железистые конкреции . . . . . 30

7. Переслаивание сургучно-красных, розовых, вишневых яшм с глинистыми сланцами такого же цвета. Характер переслаивания:

Сургучно-красная яшма . . . . .	.10 см	
Розовая яшма . . . . .	1 см	
Сургучно-красная яшма . . . . .	6 см	
Розовый глинистый сланец . . . . .	3 см	
Пятнистая розовая яшма . . . . .	3 см	
Сургучно-красная яшма . . . . .	3 см	
Красный глинистый сланец и т. д. . . . .	5 см	
Общая мощность пачки . . . . .		9

8. Зеленовато-серые яшмы, переслаивающиеся с такого же цвета кремнисто-глинистыми сланцами. Яшмы обладают тонкой полосчатостью и иногда своеобразной пятнистой структурой. Характер переслаивания тот же, что и в пачке 6. . . . . 4

9. Переслаивание черных кремнисто-углистых яшм с серыми кремнисто-углистыми яшмами. Характер переслаивания тот же . . . . . 5

10. Переслаивание розовых, серовато-розовых, зеленовато-серых и сургучно-красных яшм с пестроцветными (в основном красными) глинистыми сланцами . . . . . 10

Выше по разрезу яшмы сменяются зелеными песчаниками и алевролитами дулыгалинской свиты.

Общая мощность описанного разреза около 240 м.

Как уже говорилось ранее, образования терескенсайской свиты не испытывают сколько-нибудь заметных изменений фаций и мощностей по площади. Лишь к востоку от могильника Оспан в нижней части терескенсайской свиты (аналоги пачки 2 вышеописанного разреза) появляются два маломощных (по 10 см) пласта доломита.

Таким образом, породы терескенсайской свиты занимают строго определенное стратиграфическое положение между конгломератами байконурской свиты и песчаниками и алевролитами дулыгалинской свиты и по времени своего формирования могут быть сопоставлены с кокतालской, ащимиурской и карасуирской свитами, выделенными восточнее.

По всей видимости, пачки черных яшм и кремнистых сланцев основания терескенсайской свиты (пачки 1 и 2 вышеописанного разреза) могут быть сопоставлены с кокतालской свитой, а толща красных и черных яшм (пачки 7, 8, 9, 10 вышеописанного разреза) — с верхней подсвитой карасуирской свиты. Тогда ащимиурская свита и нижняя подсвита карасуирской свиты будут отвечать пачкам 3, 4, 5, 6 терескенсайской свиты. Схема сопоставления этих толщ дана на фиг. 15. Обращает на себя внимание, что мощность терескенсайской свиты почти на 150 м меньше отнюдь не самого

мощного разреза кокतालской, ащимиурской и карасуирской свит (для сравнения взят разрез восточного крыла Сюресай-Байконурской синклинали).

Преыдущими исследователями терескенсайская свита как самостоятельная не выделялась, а слагающие ее образования относились к нижнему кембрию, где и описывались под названием булантинской и кияктинской свит (Боровиков, 1952, 1955).

К терескенсайской свите мною также условно относится разрез нижнепалеозойских отложений, вскрытый на р. Бозинген. Здесь, выше кремнисто-углистых пород, мощность которых и детали внутреннего строения из-за очень плохой обнаженности неизвестны, на дневную поверхность выходят (в стратиграфической последовательности):

	Мощность, м
1. Черные углистые яшмы, ленточно переслаивающиеся с зелеными яшмами. Эти породы при переслаивании дают слои мощностью от 0,2 до 3—5 см. Яшмы обычно обладают пятнистой окраской, зависящей от неравномерного распределения в них углистого материала . . . . .	20
2. Плитчатые кремнисто-глинистые яшмы салатно-зеленого цвета . . . . .	8
3. Красные кремнисто-глинистые яшмы, обладающие плитчатой отдельностью. В этих породах часто встречаются мелкие бобовые включения, сложенные железомарганцевой плотной массой . . . . .	20
4. Ленточнослоистые черно-зеленые яшмы . . . . .	5
5. Серые тонкослоистые, иногда сильно окремненные и доломитизированные известняки . . . . .	8
6. Переслаивание ленточнослоистых черных и зеленых яшм . . . . .	30
7. Кирпично-красные кремнисто-глинистые яшмы . . . . .	30
8. Плитчатые, тонкослоистые, иногда сильно окремненные серые известняки . . . . .	15
В этой пачке Г. А. Ергалиевым (устное сообщение) собран комплекс верхнекембрийских трилобитов.	
9. Желтые и розовые брекчированные яшмы . . . . .	2
10. Красные пятнистые тонколистватые, вишнево-красные сланцы, содержащие редкие маломощные (по 0,5—1 м) линзы серых тонкослоистых известняков . . . . .	5
11. Ленточнослоистые черные и зеленые, иногда пятнистые яшмы . . . . .	15
12. Кирпично-красные кремнисто-глинистые яшмы . . . . .	20
13. Ленточнослоистые черные и зеленые яшмы. В верхней части этой пачки содержится два горизонта (или линзы) по 0,5—0,8 м мощности серых тонкослоистых плитчатых известняков . . . . .	50
14. Тонкослоистые серые плитчатые известняки . . . . .	4
15. Ленточнослоистые черные и зеленые яшмы . . . . .	1,5
16. Ленточнослоистые серые тонкоплитчатые известняки . . . . .	1,5

Выше по разрезу породы пачки 16 приведены в тектоническое соприкосновение с доломитами байконурской свиты. Мощность описанного разреза 235 м. Общая мощность терескенсайской свиты в разрезе р. Бозинген, очевидно, не превышает 300—350 м. Здесь, так же как и на реках Киякты и Джымыкы, невозможно выделение кокतालской, ащимиурской и карасуирской свит.

### *Средний — верхний отделы*

#### Дулыгалинская свита (O<sub>2-3</sub>, dl)

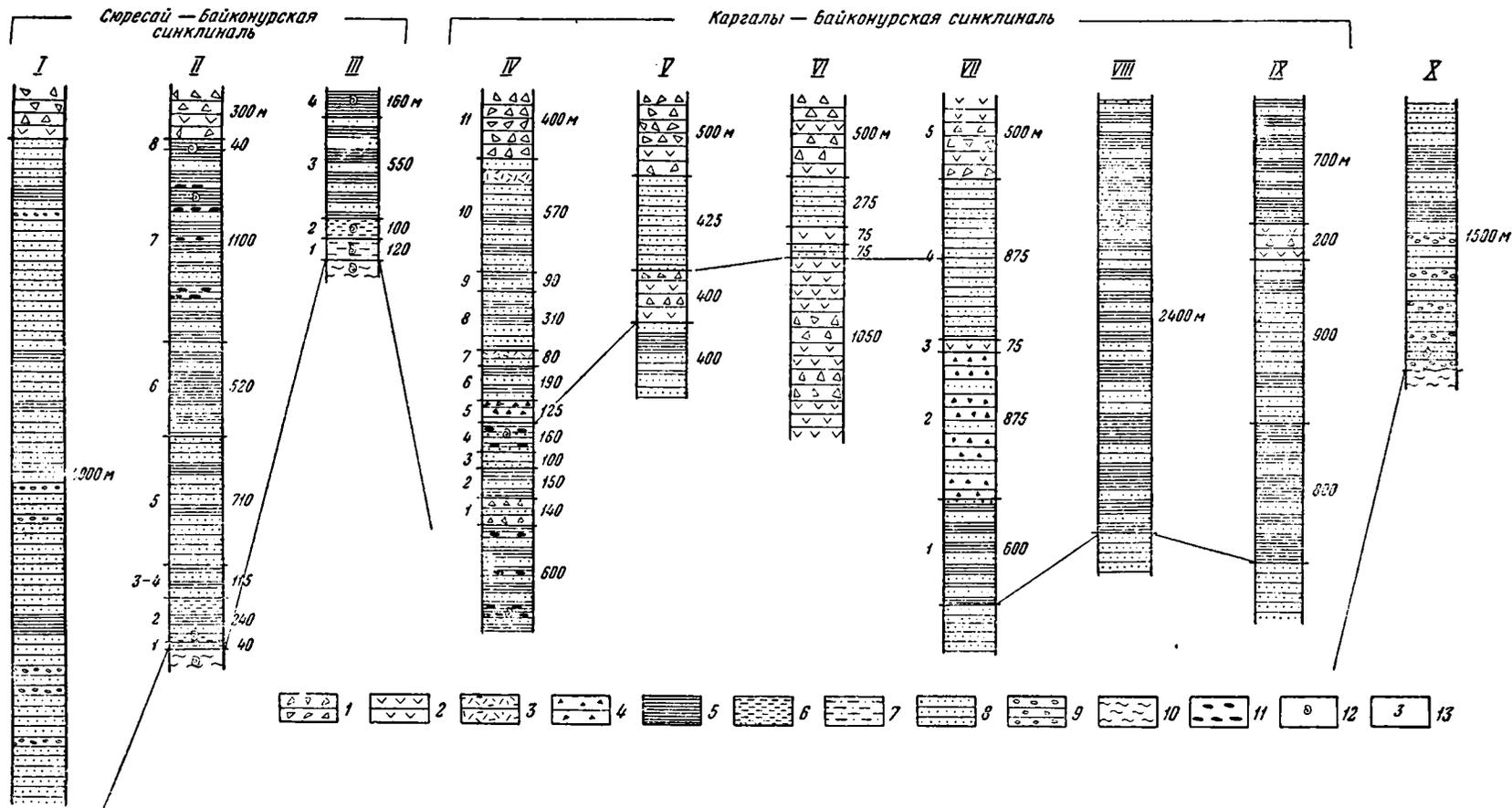
Под этим названием, вслед за И. И. Гладковым и Э. Д. Джавадовым и Л. И. Боровиковым (1952, 1955), нами выделяется мощный комплекс мелкогалечных конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов, в которых иногда встречаются маломощные горизонты туфов порфиристов. Наиболее полные разрезы этой свиты вскрыты по рекам Сюресай, Киякты (верхнее течение), Ащилы, Курайлы, Байконур, Ащимиур, Кара-Сире и Белеуты.

Характер взаимоотношения дулыгалинской свиты с подстилающими ее отложениями, а также состав разреза в различных районах неодинаков.

В восточной части исследованной площади, в пределах узкой меридионально вытянутой зоны, протягивающейся через среднее течение рек Ащилы, Байконур, Курайлы, Коктал, Кара-Сире, Бозинген и Белеуты, отложения дулыгалинской свиты располагаются резко трансгрессивно на более древних, в основном нижнекембрийских породах. Так, например, в районе гор Жалтау, на р. Сатан, в верховьях рек Кара-Сире, Бозинген и т.д. песчаники и конгломераты дулыгалинской свиты лежат на кремнистых породах булантинской свиты. На Ащилысае дулыгалинская свита налегает на лавы лакбайской свиты. В среднем течении р. Бозинген ее песчаники частично перекрывают образования терескенсайской и байконурской свит. В самой западной части этой зоны образования дулыгалинской свиты залегают на породах карасуирской свиты. Нижняя граница свиты в этом районе проводится по пласту грубозернистых песчаников или мелкогалечных конгломератов, налегающих на разновозрастные, более древние образования. В этой области дулыгалинская свита сложена однообразным комплексом пород, не поддающимся внутренней стратификации. Это многократно повторяющиеся в разрезе пачки зеленых песчаников, мелкогалечных конгломератов, алевролитовых сланцев и аргиллитов (фиг. 13, колонка VII). Все породы имеют монотонную серо-зеленую и зеленую окраску. Изредка в средней части свиты встречаются отдельные пачки лиловых и сиреневых алевролитовых сланцев. Конгломераты и песчаники образуют пласты мощностью от 20—30 см до 3—5 м. Эти породы, как правило, содержат большое количество мелких (до 3—5 см) хорошо окатанных обломков, среди которых преобладают черные кремнистые сланцы, черные яшмы и полевые шпаты. Алевролитовые сланцы и аргиллиты зеленого цвета чаще встречаются в виде прослоев мощностью 5—10 м, переслаивающихся с мелкогалечными конгломератами и песчаниками. Иногда песчаники и алевролитовые сланцы дают флишеподобное переслаивание. Тогда в основании ритма содержится прослой песчаника (10—20 см), выше — прослой алевролита (2—5 см), в верхней части — прослой аргиллита (1—5 см). Иногда в средней и верхней части разреза дулыгалинской свиты алевролитовые сланцы и аргиллиты образуют более мощные пачки, достигающие 100—150 м. Такой характер строения дулыгалинская свита сохраняет в восточной зоне, протягивающейся от нижнего и среднего течения р. Ащилы на севере вплоть до р. Белеуты на юге. Трудность сопоставления отдельных разрезов и подсчет мощности дулыгалинской свиты в этом районе зависит не только от поразительной монотонности разреза, но и от довольно сложного характера пликативных и дизъюнктивных дислокаций внутри отложений свиты. Поэтому можно сказать, что в основании свиты преобладают мелкогалечные конгломераты и песчаники, тогда как в верхней ее части больше алевролитовых и аргиллитовых сланцев. Мощность дулыгалинской свиты достаточно велика и достигает в районе рек Курайлы, Байконур и Ащилы 1300—1500 м.

В районе пикета на р. Коктал (точка, указанная в работе Л. И. Боровикова, 1955) в дулыгалинской свите нами были произведены сборы окаменелостей. Здесь были найдены очень плохо сохранившиеся брахиоподы, из которых Т. Б. Рукавишниковая определила: *Orthidae*, *Rhynchoneliidae*, *Camarotoechiidae*, *Rhynchotrema* sp. (?), *Strophomeniidae*. Этот комплекс ископаемых организмов, по заключению Т. Б. Рукавишниковой, свидетельствует о средне-верхнеордовикском возрасте вмещающих отложений.

В центральной части района, непосредственно к западу от описанной области, образования дулыгалинской свиты согласно сменяют собой отложения карасуирской свиты. Здесь нижняя граница свиты проводится по пласту зеленых и малиновых алевролитов, сменяющих кремнистые породы, верхней подсвиты карасуирской свиты. Наиболее полные разрезы свиты вскрыты по рекам Байконур, Сюресай и Жосса.



Фиг. 13. Сопоставление разрезов средне-верхнеордовикских образований.

Разрезы: I — западный разрез р. Сюресай; II — восточный разрез р. Сюресай; III — р. Байконур; IV — верхнее течение р. Жоссы; V — среднее течение р. Жоссы; VI — нижнее течение р. Жоссы; VII — р. Шоллак; VIII — р. Дулыгалы-Жиланчик; IX — реки Ацилы и Думалы-Жиланчик; X — реки Ацимир, Кара-Сире.

1 — тугобрекчия и туфокономераты порфиритов; 2 — порфириты; 3 — туфы порфиритов и туфопесчаники; 4 — витрокластические туфы порфиритов; 5 — алевролиты и аргиллиты; 6 — алевролиты с хлоритовыми примазками; 7 — малиновые и зеленые алевролиты; 8 — песчаники; 9 — мелкогалечные конгломераты; 10 — черные яшлы; 11 — известняковые конкреции; 12 — горизонты с фауной; 13 — номера пачек в тексте

11а р. Байконур<sup>1</sup> непосредственно выше черных яшм карасуирской свиты в восточном крыле Сюресай-Байконурской синклинали залегают (см. фиг. 13, колонка III):

	Мощность, м
1. Голубовато-зеленые плотные плитчатые алевролиты, содержащие отдельные линзы и прослои лиловых и фиолетовых алевролитов . . . . .	120
2. Зеленые тонколистоватые алевролиты, образующие в обнажении мелкую щебенку. Эти породы содержат очень характерные хлоритовые примазки. В средней части этой пачки собраны <i>Pseudoclimacograptus sharenbergi</i> (Larworth), <i>Dicellograptus</i> sp. indet., <i>Glyptograptus</i> sp. indet. Несколько севернее, помимо нижеописанных видов, найдены: <i>Glyptograptus</i> ex. gr. <i>teretiulusculus</i> (Hisinger), <i>Dicellograptus</i> aff. <i>sextus</i> Hall., <i>Ortograptus</i> sp. indet. Б. М. Келлером в породах этой же пачки были определены дополнительно к приведенному списку <i>Ortograptus</i> cf. <i>miracantus</i> Elles et Wood. Вся выше перечисленная фауна позволяет относить содержащие их отложения или к лландейльскому ярусу среднего ордовика, или же к андеркенскому горизонту нижнего карадокса, т. е. к среднему ордовика . . . . .	100
3. Ритмичное чередование зеленовато-серых алевролитов с такого же цвета песчаниками. Среди этих пород встречаются редкие известняковые конкреции . . . . .	550
4. Зеленовато-серые тонколистоватые алевролиты. В верхней части пачки найдены плохо сохранившиеся обломки граптолитов. Среди них удалось определить лишь <i>Glyptograptus</i> sp. indet . . . . .	160

Продолжение разреза скрыто под покровом третичных образований. Общая мощность данного разреза дулыгалинской свиты 930 м. Очень близкие разрезы основания дулыгалинской свиты вскрыты в нижнем течении рек Курайлы, Ащимиир и Кара-Сире. Всюду в основании свиты (в аналогах пачки 2 вышеописанного разреза) собран комплекс граптолитов лландейльского и нижнекарадокского ярусов.

Однако здесь, в районе р. Кара-Сире, непосредственно выше зеленых и малиновых алевролитов основания дулыгалинской свиты залегает несколько пластов мелкогалечных конгломератов, содержащих в большом количестве обломки яшм карасуирской свиты. Выше эти грубообломочные образования сменяются 300-метровой пачкой крупнозернистых песчаников. Пласты алевролитов, столь характерные для более северных районов, здесь практически отсутствуют. Таким образом, состав пород основания дулыгалинской свиты на юге района более грубый, нежели в районе р. Байконур. Здесь же, на междуречье рек Коктал и Кара-Сире, образования дулыгалинской свиты иногда с угловым и азимутальным несогласием непосредственно залегают на породах кокतालской свиты.

Один из наиболее полных разрезов дулыгалинской свиты вскрыт на р. Сюресай. В восточном крыле Сюресай-Байконурской синклинали в непрерывной стратиграфической последовательности обнажаются отложения нижнего, среднего и верхнего ордовика. Самые низкие части разреза — кремнистые породы карасуирской свиты, в верхней части содержащие фауну лланвирнского облика, вскрыты на левом берегу р. Сюресай, к западу от горы Шандашатобе. Выше них, с постепенным переходом обнажается следующий разрез дулыгалинской свиты (см. фиг. 13, колонка II):

	Мощность, м
1. Переслаивание пластов малиновых и голубовато-зеленых алевролитов	40
2. Голубовато-зеленые глинистые сланцы с характерными хлоритовыми примазками, переслаивающиеся с пластами алевролитов и мелкозернистых песчаников. В сланцах встречаются многочисленные, но плохо сохранившиеся остатки граптолитов <i>Climacograptus</i> sp. indet. . . . .	240
3. Серые среднезернистые песчаники, переслаивающиеся с голубовато-зелеными алевролитами. Среди последних встречаются 5—10-сантиметровые прослои пелитоморфных известняков . . . . .	50
4. Голубовато-зеленые шелковистые хлоритизированные алевролиты с редкими плохо сохранившимися остатками граптолитов . . . . .	65

<sup>1</sup> Этот разрез надстраивает собой вышеописанный разрез карасуирской свиты по р. Байконур.

5. Зеленовато-серые, плохо сортированные среднезернистые полимиктовые песчаники, слагающие пачки мощностью до 100—120 м. Песчаники чередуются с пачками голубовато-зеленых алевролитов мощностью до 50 м. Среди пачек песчаников встречаются подчиненные прослои алевролитов, мощностью до 10—15 м, а среди последних — отдельные прослои песчаников мощностью до 1—2 м. На плоскостях напластования пород отмечаются следы ряби, то мелкие, с шириной валков в 2—5 мм, то более грубые, с валиками, имеющими ширину до 10—15 см . . . . . 710
6. Переслаивание зеленовато-серых, мелко- и среднезернистых полимиктовых песчаников с зелеными алевролитами. Среди последних встречаются карбонатизированные разновидности. Мощности пластов обычно колеблются от 20 см до 1 м. На плоскостях напластования — нередко знаки ряби. Алевролиты преобладают в разрезе пачки . . . . . 520
7. Зеленые алевролиты и аргиллиты с подчиненными прослоями мелкозернистых песчаников, образующих обычно линзовидные слои мощностью 2—4 см, редко до 0,5 м. В некоторых прослоях песчаников, главным образом в низах пачки, отмечаются таблитчатые обломки пленок зеленых алевролитов. Слоистость неправильная, линзовидно-волнистая. В отдельных пачках отмечается очень тонкая слоистость, обусловленная чередованием микрослоев алевролитов и песчаников. Среди алевролитов нередко наблюдаются лепешкообразные конкреции мелкозернистых очень плотных известняков. В средней и верхней части пачки, в обрывах северного склона лога, впадающего в р. Сюресай с востока, встречены многочисленные остатки трилобитов, брахиопод и граптолитов, свидетельствующие о верхнеордовикском возрасте этих отложений. Отсюда определены: трилобиты — *Ogygites cf. kolovae* Tchug., *Ampyx cf. sergunkovae* Web., *Dulanaspis* sp. indet., *Remopleurides* sp., *Ogygites* sp.; брахиоподы — *Dinortis (Pionortis?) ex. gr. ischimica* Nik. (in coll.), *Catazyga ex gr. headi* Bill.; граптолит — *Glyptograptus* sp. indet. . . . . 1100
8. Чередование пластов мелкозернистых зеленовато-серых полимиктовых песчаников и зеленых алевролитов. Песчаники резко преобладают, особенно в верхах разреза . . . . . 40

Выше породы дулыгалинской свиты постепенно сменяются разнообразными вулканогенными образованиями каргалинской свиты. Общая мощность дулыгалинской свиты в разрезе р. Сюресай 2765 м.

Как это хорошо видно из описания разреза, дулыгалинская свита на р. Сюресай четко делится на части, которые могут быть названы подсвитами. В нижней преобладают песчаниковые образования (пачки 1—5), в верхней — алевролиты (пачки 6—8). Мощность нижней подсвиты 1105 м, верхней — 1660 м. Разрез верхней подсвиты дулыгалинской свиты очень хорошо вскрыт на реках Жосса, Дулыгалы-Жиланчик и Думалы-Жиланчик. На р. Жоссе в 1,5 км выше развалины Мурзагуль и далее вниз по реке наблюдается следующая последовательность пород (снизу вверх в стратиграфической последовательности (см. фиг. 13, колонка IV):

1. Зеленые алевролиты и аргиллиты с подчиненными прослоями зеленовато-серых полимиктовых мелкозернистых и среднезернистых песчаников. Алевролиты образуют слои мощностью от 10—20 до 2—3 м. Песчаники слагают линзовидно-волнистые прослои мощностью 1—3 см, реже 10—15 см. В основании пластов песчаников иногда содержится мелкая галька подстилающих алевролитов. Кровля пластов песчаников обычно несет следы волноприбойной ряби. Среди алевролитов встречаются плотные черные или голубовато-серые караваяобразные конкреции пелитоморфных известняков. Величина этих конкреций колеблется от 3—4 до 20—30 см. Вверх по разрезу количество прослоев песчаников увеличивается, и среди них появляются плотные серовато-зеленые кварцитовидные песчаники, а также прослои туффопесчаников, мощность пластов которых достигает 1,5—2 м. В средней части описываемой пачки собраны остатки брахиопод, определенные как *Dinorthis (Pionorthis) ischimica* J. Nik. (in coll.), *Catazyga ex gr. headi* Bill., *Atrypidae* gen. et sp. indet. Возраст слоев, вмещающих эту фауну, — верхнеордовикский (Жарсорский горизонт). Мощность описанной пачки 600 м.

Вверх по разрезу отложения верхней подсвиты дулыгалинской свиты постепенно сменяются различными вулканогенно-осадочными образованиями каргалинской свиты. Сходно построен разрез верхней подсвиты дулыгалинской свиты в центральной части района.

На западе, в районе верхнего течения рек Киякты и Джымыки, а также в западной части разреза р. Сюресай, т. е. в области западного крыла Сюресай-Байконурской синклинали, разрез верхней подсвиты дулыгалинской свиты резко отличается от вышеописанных. Здесь практически невозможно разделить дулыгалинскую свиту на две подсвиты, и весь ее разрез сложен грубо- и среднезернистыми песчаниками с прослоями мелкогалечных конгломератов. Мощные пачки алевролитов, столь характерные для разрезов восточного крыла этой же синклинали, здесь практически отсутствуют. Кроме того, мощность терригенных отложений дулыгалинской свиты в западном крыле Сюресай-Байконурской синклинали равна 4000 м, в то время как в восточном — около 2800 м (см. фиг. 13, колонка I).

В пределах среднего течения рек Киякты и Джымыки образования дулыгалинской свиты, так же как и на реках Байконур и Сюресай, согласно сменяют собой нижележащие, ниже-среднеордовикские образования. Базальные горизонты дулыгалинской свиты здесь зачастую переполнены мелкими обломками красных яшм терескенсайской свиты, из-за чего песчаники приобретают розовый цвет. Мощность всей свиты в условиях современного эрозионного среза около 400 м.

Возраст дулыгалинской свиты может быть достаточно точно определен, основываясь на следующих фактах.

1. Образование дулыгалинской свиты местами постепенно сменяют собой лланвирские породы.

2. В основании нижней подсвиты дулыгалинской свиты найден комплекс граптолитов лландейльского или нижнекарадокского облика.

3. В средней части верхней подсвиты дулыгалинской свиты встречены трилобиты и брахиоподы верхнего ордовика (карадока).

Базируясь на этих данных, можно предполагать, что время формирования пород дулыгалинской свиты охватывает интервал возраста от лландейльского века среднего ордовика до какой-то части карадокского века верхнего ордовика. Дулыгалинская свита в понимании автора работы охватывает нижнюю, среднюю и верхнюю дулыгалинскую свиты Л. И. Боровикова (1952, 1955). Поскольку средняя и верхняя дулыгалинская свита мною не выделяются, необходимость в названии «нижняя дулыгалинская свита» отпала.

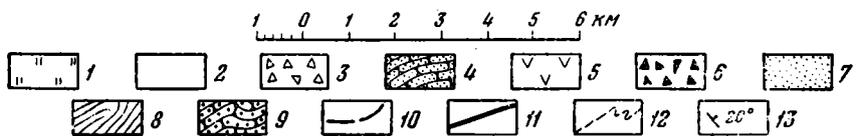
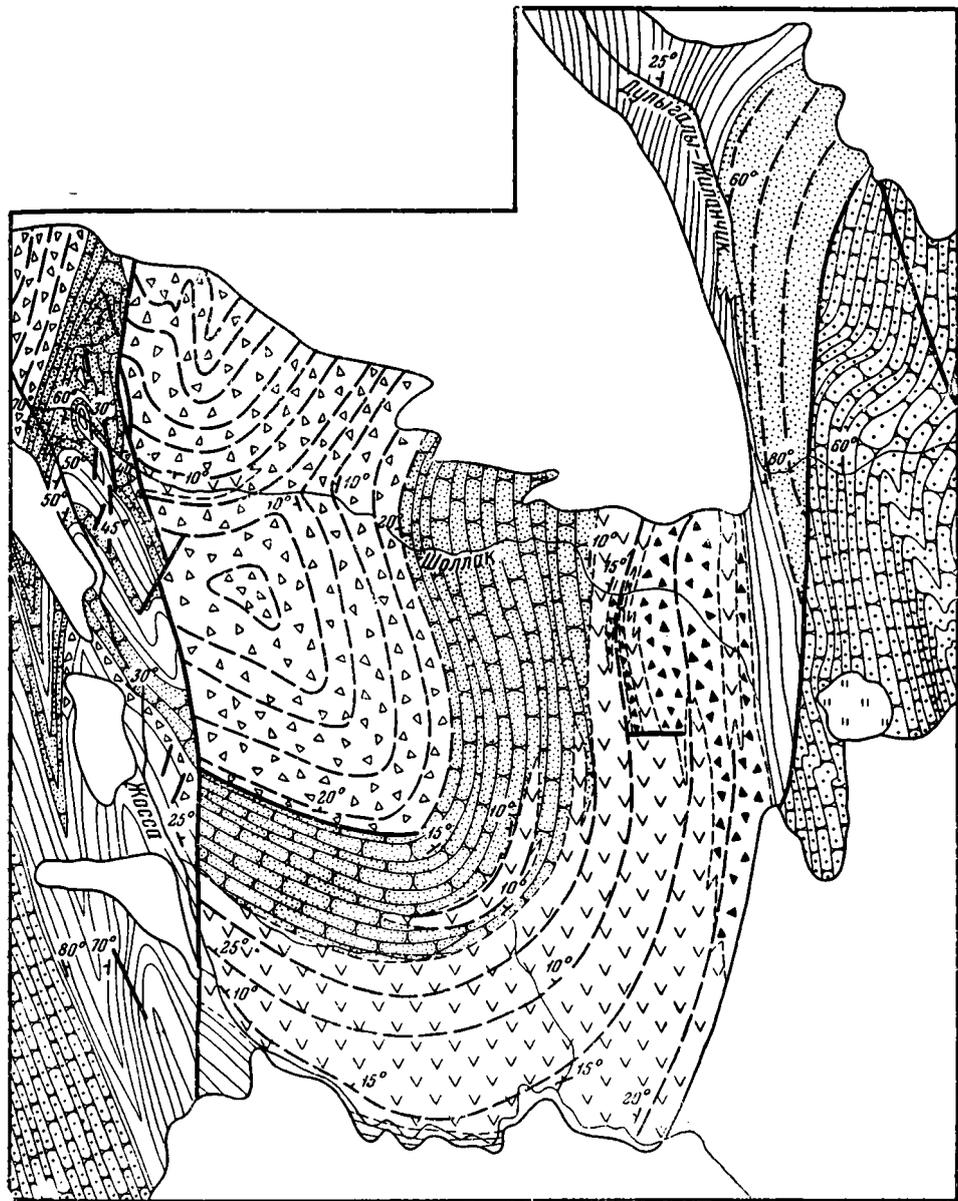
### *Верхний отдел*

#### Каргалинская свита (O, krg)

Отложения дулыгалинской свиты вверх по разрезу постепенно сменяются разнообразными песчано-сланцевыми, эффузивными и пирокластическими образованиями, объединенными под названием каргалинской свиты. Нижняя граница этой свиты абсолютно условно проводится по первому горизонту вулканогенных пород среди близких по составу терригенных отложений.

Наиболее полные разрезы этой толщи вскрыты на междуречье рек Дулыгалы-Жиланчик и Жосса, в районе гор Каргалы — Караадыр, а также в нижнем течении р. Ащилы. В этих районах в условиях прекрасной обнаженности, при детальном геологическом картировании с применением аэрофотоснимков удалось выяснить довольно сложное строение вулканогенно-осадочного комплекса каргалинской свиты (фиг. 13, 14).

В разрезе р. Жоссы (см. фиг. 13, колонка II) выше песчаников верхней подсвиты дулыгалинской свиты с постепенным переходом залегает следующий разрез (снизу вверх в стратиграфической последовательности):



Фиг. 14. Схема строения верхнеордовикских отложений в районе междуречья рек Дулыгалы-Жиланчик и Жосса.

1 — отложения четвертичной системы; 2 — мезозойские и третичные отложения нерасчлененные; 3 — туфо- и лавобрекчии порфиритов; 4 — песчаники и туфопесчаники; 5 — порфириты и их лавобрекчии; 6 — витрокластические туфы порфиритов; 7 — сливные кварцитовидные песчаники; 8 — переслаивание алевролитовых сланцев и песчаников с многочисленными известняковыми конкрециями; 9 — песчаники, мелкогалечные конгломераты; 10 — прослаивание пород; 11 — разрывные нарушения; 12 — фациальные границы; 13 — элементы залегания пород

1. Переслаивание плотных сизо-серых туфопесчаников, буровато-зеленых крупнообломочных туфов и туфобрекчий порфиритов, витрокластических туфов порфиритов и граувакковых, обычно косослоистых песчаников. В верхах разреза песчаники преобладают . . . . .	140
2. Переслаивание серовато-зеленых мелкозернистых полимиктовых песчаников и зеленых алевролитов. Последние преобладают в разрезе. На поверхности напластования песчаников обычно наблюдаются следы ряби. На левом берегу р. Жоссы в алевролитах встречены остатки <i>Remopleurides</i> sp.	150
3. Зеленовато-серые и салатно-зеленые полимиктовые и граувакковые среднезернистые и крупнозернистые песчаники, образующие пласты от 5—10 см до 3—4 м. Встречаются прослои гравелитов. В песчаниках наблюдается косая слоистость. В пределах слоя обломочный материал хорошо сортирован. Иногда песчаники содержат шаровидные песчаные конкреции, достигающие 3—8 см в диаметре . . . . .	100
4. Зеленые алевролиты и аргиллиты, переслаивающиеся с полимиктовыми и граувакковыми среднезернистыми песчаниками такого же цвета. Мощность пластов до 3—4 м. Алевролиты и аргиллиты иногда хлоритизированы. Изредка встречаются маломощные прослои (по 3—5 см) серых известняков и горизонты алевролитов с лепешкообразными конкрециями серых пелитоморфных известняков. В целом эта пачка очень похожа на верхнюю часть дулыгалинской свиты. Из прослоя известняка, обнажающегося в основании пачки на левом берегу реки, определены <i>Catazyga</i> ex gr. <i>headi</i> Bill. В верхней части пачки, в алевролитах, собраны <i>Remopleurides</i> sp., <i>Catazyga</i> ex gr. <i>headi</i> Bill., пеллециподы . . . . .	160
5. Плотные среднезернистые темно-зеленые граувакковые песчаники, переслаивающиеся со светло-зелеными кварц-полевошпатовыми песчаниками. Песчаники чередуются с пачками мелкообломочных витрокластических и кристалло-витрокластических туфов, андезитовых порфиритов. Туфы слагают отдельные прослои мощностью до 20—40 см с интервалами в 4—5 м	125
6. Переслаивание зеленых граувакковых и полимиктовых мелкозернистых песчаников сначала с редкими, а затем со все более и более частыми прослоями алевролитов и аргиллитов. Песчаники в разрезе преобладают	190
7. Зеленые и зеленовато-серые полимиктовые песчаники, чередующиеся с пластами лиловых и малиновых алевролитов. Лиловый цвет в этой части разреза приобретают и некоторые пласты песчаников и туфопесчаников. В последних содержатся многочисленные обломки зеленых и лиловых порфиритов . . . . .	80
8. Серые среднезернистые граувакковые песчаники с прослоями зеленых алевролитов . . . . .	310
9. Пачка, аналогичная пачке 7, состоящая из чередования мелкозернистых и тонкозернистых зеленовато-серых полимиктовых песчаников и пластов зеленых и бурых гематитизированных алевролитов . . . . .	90
10. Плотные полимиктовые серые, иногда темно-зеленые или слегка буроватые неяснослоистые песчаники с редкими прослоями алевролитов. Песчаники очень монолитны и образуют пласты мощностью до 10—15 м. Обломочный материал в них плохо окатан. В верхней части пачки появляются прослои розовых туфопесчаников . . . . .	570
11. Переслаивание темно-зеленых, черных, зеленовато-серых, бурых и розовых туфов и туфобрекчий андезитового состава. В этих породах содержится многочисленные обломки порфиритов и их туфов, достигающие величины 10 см в поперечнике. Туфы чередуются с подчиненными пластинами пироксен-плагноклазовых, нередко миндалекаменных порфиритов андезитового состава . . . . .	400

Еще один достаточно полный разрез каргалинской свиты обнажен на р. Шоллак. Здесь вскрыта следующая последовательность горных пород (см. фиг. 13, колонка VII):

1. Алевролиты и песчаники верхней подсвиты дулыгалинской свиты	600
2. Переслаивание темно-серых, черно-зеленых витрокластических туфов порфиритов с зелеными песчаниками и туфопесчаниками. Витрокластические туфы, преобладающие в разрезе, очень плотные, звонкие, с раковистым изломом. В них наблюдается чрезвычайно сложный характер слоистости. Наряду с параллельной слоистостью наблюдается волнообразная, линзовидная, карманообразная, извилистая и др. Эти породы, при выветривании приобретают табачно-бурю окраску, образуют пачки мощностью до 5—8 м. В верхней части такой пачки витрокластические туфы обычно начинают тонко переслаиваться (слоечки от 0,1 до 1 см) с мелкозернистыми светло-зелеными полимиктовыми песчаниками, мощность отдельных прослоев кото-	

рых вверх по разрезу постепенно увеличивается. Постепенно витрокластические туфы сменяются зелеными туфопесчаниками и полимиктовыми песчаниками, которые, в свою очередь, вновь замещаются витрокластическими туфами порфиритов. Песчаники, туфопесчаники иногда косослоисты, содержат гальку темных глинистых алевролитов. В верхней части разреза этой толщи появляются сначала редкие, затем все более и более частые прослои туфобрекчий. Это плотные серо-зеленые породы с многочисленными остроугольными обломками порфиритов, величина которых достигает 5—6 см. Обычная величина обломков до 1 см. Среди всех вышеописанных пород встречаются чрезвычайно своеобразные песчано-глинистые породы, обладающие хаотическим расположением отдельных мельчайших линз песчаников и аргиллитов . . . . .

825

3. Два покрова порфиритов, переслаивающиеся с витрокластическими туфами порфиритов. Первый — стратиграфически нижний покров — представлен плотным темно-зеленым афировым порфиритом, содержащим многочисленные миндалины, которые обладают очень неправильной, иногда червеобразной формой. Выполнены миндалины кварцево-карбонатным агрегатом. Верхний покров представлен плотным темно-зеленым диабазовым порфиритом, не обладающим миндалекаменной структурой. Все породы толщи, за исключением витрокластических туфов порфиритов, обладают прекрасной шаровой отдельностью и скорлуповатой текстурой. В нижней части разреза величина отдельных шаров не превышает 15—20 см. В верхней части разреза величина отдельных шаров и рядом встречаются шары, достигающие величины 1,5—2 м. Любопытно, что: а) шары никогда не выходят за пределы слоя; б) слоистость, существующая среди песчаников или туфопесчаников внутри одного шара, продолжается в соседнем; в) туфопесчаники содержат шаровые включения пироксеновых порфиритов . . . . .

75

4. Монотонная толща зеленых полимиктовых песчаников. Преобладают зеленовато- и коричневатое-серые среднезернистые плотные полимиктовые песчаники, обладающие неправильной, волнистой косою слоистостью. Эти породы чередуются с более мелкозернистыми зеленовато-серыми пятнистыми песчаниками, в которых встречаются включения глинистых сланцев в виде галечек и быстро выклинивающихся тонких пропластков. Для всех этих пород, обладающих мощностью слоя в 0,1—0,2 м, характерна неправильная косою слоистость. Очень редко встречаются единичные маломощные (по 0,1—0,2 м) пласты туфопесчаников . . . . .

875

5. Переслаивание темно-зеленых и лиловато-серых туфобрекчий порфиритов и туфопесчаников такого же цвета. В нижней части этой пачки туфопесчаники и туфобрекчий переслаиваются с зелеными песчаниками, ничем не отличающимися от таковых, описанных в пачке 4. Эти песчаники обычно содержат небольшие шаровые песчаные конкреции. Затем вверх по разрезу в стратиграфическом интервале в 50 м песчаники исчезают из разреза, и вся вышележащая толща сложена исключительно вулканогенными образованиями. Основное место в разрезе занимают туфобрекчий порфиритов. Это плотные лиловатые, зеленые, темно-серые породы, содержащие большое количество обломков диабазовых, роговообманковых, пироксеновых и андезитовых порфиритов. Сцементированы обломки неслоистой туфогенной массой, занимающей около 25% объема породы. Обломки и валуны порфиритов достигают величины 1 м. Они несортированы, остроугольные или полукатаны. Среди туфобрекчий встречаются линзы и прослои розовых и зеленых туфопесчаников, также содержащих многочисленные мелкие (до 1—2 см) обломки разнообразных порфиритов. Обычно мощность таких прослоев 50 см — 1,5 м, хотя встречаются их пласты с мощностью в 5 м. Спорадически в нижней части толщи встречаются метровые линзы и пласты пироксеновых, роговообманковых, плагиоклазовых и миндалекаменных порфиритов зеленого или малинового цвета . . . . .

500

Общая мощность разреза каргалинской свиты по р. Шоллак около 2300 м. Внутреннее строение каргалинской свиты не остается всюду одинаковым. Даже внутри единой структуры наблюдается очень быстрое изменение разреза. Примером такого фациального замещения, прекрасно наблюдаемого при картировании, может служить строение восточного крыла Каргалы-Байконурской синклинальной складки. На юге ее (см. фиг. 13, колонка VI) развита мощная толща (1050 м) порфиритов и их лавобрекчий. При прослеживании этого разреза к северу, по направлению к р. Шоллак, среди основных эффузивов начинают появляться редкие и маломощные пачки витрокластических туфов основных эффузивов,

песчаников и туфопесчаников. Затем эти пирокластические образования начинают преобладать в разрезе, а пачки эффузивов прослеживаются в виде отдельных, очень маломощных покровов. В разрезе р. Шоллак (см. фиг. 13, колонка VII) эффузивы играют уже сугубо подчиненную роль. Такое же явление наблюдается и в породах пачки 2 разреза Шоллакская (см. фиг. 14).

Таким образом, в пределах северной части Каргалы-Байконурской синклинали мы наблюдаем чрезвычайно быстрые фациальные замещения внутри сложно построенного морского вулканогенно-осадочного комплекса. Суть этих замещений заключается в последовательной смене эффузивных образований осадочными по направлению с юга на север.

Несколько севернее, в районе нижнего течения р. Ащилы, полимиктовые песчаники дулыгалинской свиты вверх по разрезу сменяются комплексом песчано-сланцевых отложений, имеющим мощность около 2600 м (см. фиг. 13, колонка IX). В нижней и верхней части этого разреза преобладают сланцы и песчаники с известняковыми конкрециями, образующими сложное ритмичное переслаивание. В средней части существенная роль принадлежит граувакковым и полимиктовым песчаникам, туфопесчаникам и туфам порфиритов, среди которых спорадически встречаются линзы диабазовых миндалекаменных порфиритов.

Автор работы приходит к существенно иным выводам относительно стратиграфии ордовикских отложений, залегающих выше дулыгалинской свиты, по сравнению с теми, к которым пришел Л. И. Боровиков. Суть этих разногласий заключается в том, что в результате детального геологического картирования удалось наблюдать быстрые фациальные переходы между разными разновозрастными литологическими комплексами, а не их последовательную смену в вертикальном разрезе.

Как уже говорилось ранее, выше нижней дулыгалинской свиты Л. И. Боровиков выделил еще пять свит, отличающихся друг от друга по литологическим признакам: среднюю дулыгалинскую (порфириты и их туфы), верхнюю дулыгалинскую (песчаники, алевролиты, известняковые конкреции), ацилинскую (песчаники, порфириты и их туфы), шоллакскую (песчаники, алевролиты) и каргалинскую (порфириты и их лаво- и туфобрекчии). Например, в разрезе р. Шоллак Л. И. Боровиков отнес 75-метровую пачку порфиритов, залегающую выше витрокластических туфов, к ацилинской свите, толщу песчаников и туфопесчаников, сменяющую ее вверх по разрезу — к шоллакской, а туфобрекчии и туфоконгломераты, венчающие разрез р. Шоллак (см. фиг. 13, колонки IV, V, VI, VII), — к каргалинской. Последняя свита, согласно Л. И. Боровикову, лежит резко несогласно. Однако никаких следов несогласного налегания этой толщи на подстилающих отложениях нами не наблюдалось ни в разрезе (постепенный переход, отсутствие углового несогласия), ни при картировании (отсутствие азимутального несогласия).

К каргалинской же свите Л. И. Боровиковым были отнесены эффузивы, развитые в районе гор Каргалы — Караадыр. Эти эффузивы, находящиеся к югу от р. Шоллак, на фиг. 14 показаны условными обозначениями под номером 5. Как видно, эти породы не соединяются с выходами туфобрекчий в нижнем течении р. Шоллак и лежат под шоллакской свитой Л. И. Боровикова, а не над ней, где, казалось бы, они должны были находиться.

Кроме этого, в северном направлении основные эффузивы в районе гор Каргалы — Караадыр замещаются песчаниками шоллакской свиты, эффузивами ацилинской свиты и витрокластическим туфами порфиритов, которые по своему стратиграфическому положению, очевидно, могут отвечать только лишь верхней дулыгалинской свите Л. И. Боровикова.

Как уже было показано ранее, в каждом конкретном разрезе удается выделить ряд пачек (свит?). Однако вопрос сопоставления этих отдельных

разрезом является достаточно сложным и в настоящее время не может быть произведен однозначно. Например, каким образом должен быть сопоставлен разрез р. Дулыгалы-Жиланчик (см. фиг. 13, колонка VIII) с разрезом р. Шоллак (см. фиг. 13, колонка VII). В этих разрезах одна и та же пачка песчаников и сланцев дулыгалинской свиты с постепенным переходом надстраивается разной по составу колонной пород. Каким образом должны сопоставляться песчаниково-сланцевые толщи р. Дулыгалы-Жиланчик с вулканогенными породами р. Шоллак? Возможно, что и в этом случае имеется фациальный переход между этими разрезами. Однако пока разрез р. Дулыгалы-Жиланчик отнесен мною к верхней подсвите дулыгалинской свиты. По всей видимости, следовало бы объединить образования дулыгалинской и каргалинской свит в единую вулканогенно-осадочную серию. В основании этой серии преобладают вулканогенные породы, в верхней части — вулканогенные. Переход между этими толщами абсолютно постепенный и в каждом конкретном случае зависит от специфики развития данного участка в верхнем ордовике. Однако условно возможно выделить крупные литологические комплексы, занимающие определенное стратиграфическое положение. Возраст каргалинской свиты, согласно находкам верхнеордовикской фауны, а также судя по ее положению в разрезе над фаунистически охарактеризованными верхнеордовикскими отложениями, может быть определен как верхний ордовик. По всей видимости, время формирования этой толщи охватывает верхнюю часть карадокского яруса и ашгильский ярус целиком.

В комплексе пород верхней подсвиты дулыгалинской свиты и в средней части карагалинской свиты (верхняя дулыгалинская свита Л. И. Боровикова) Л. И. Боровиковым на реках Жосса и Дулыгалы-Жиланчик в 1947 г., впервые в пределах Улутау, был собран богатый комплекс брахиопод, трилобитов, цефалопод, мшанок и гастропод, позволивший отнести эту толщу к верхам аренигского и к лландейльскому ярусам ордовика. Однако анализ списка фауны, приведенного Л. И. Боровиковым (1955, стр. 116, 157, 158), может привести и к другим выводам относительно возраста верхней дулыгалинской свиты Л. И. Боровикова. Так, например, список брахиопод [*Hebertella borealis* Billings, *Catazyga* (?) *anticostiensis* Bill., *Catazyga* (?) sp. nov., *Catazyga* ex gr. *headi* Bill., *Austinella belatrix* Reed., *Sowerbyella* ex gr. *sericea* Sow., *Plecorthis* (?) cf. *scotica* (M. Coy)], по заключению Т. Б. Рукавишниковой и И. Ф. Никитина, говорит о карадокском возрасте вмещающих отложений. Комплекс трилобитов (*Remopleurides* sp. N 2, *Remopleurides* sp. N 3, *Bronteopsis ellipsoidalis* Lisogor; стр. 158), по мнению М. Н. Чугаевой, скорее говорит о верхнелландейльском или карадокском возрасте. Мшанки [*Eridotrypa* ex gr. *eadilis* (Eichwald), *Batostrypoma* ex gr. *winchelli* (Ulrich), *Batostoma winchelli spinulosum* (Ulrich), *Batostoma* sp., *Lioclema* sp., *Pachydixya* sp., *Pustulipora* sp.; 1955, стр. 157] по определению В. П. Нехорошева, могут быть отнесены к верхней половине ордовика, так как сходные формы являются характерными для везенбергских слоев Прибалтики. Пелециподы и гастроподы, по заключению В. А. Востоковой и М. Э. Яншевской, для точного определения возраста непригодны. Формы *Straparollus*, похожие sp., на *S. descendus* Kon., и *Palaeacmaea* sp., похожая на *P. constricta* Eichw., имеют сходство с видами, которые встречаются в ордовике от аренига и выше.

Таким образом, брахиоподы, трилобиты и мшанки, скорее всего, указывают на верхнеордовикский возраст вмещающих отложений. Не противоречат этому определению возраста гастроподы и пелециподы. Лишь головоногие, по определению З. Г. Балашова, имеют более древний облик. В частности, *Orthoceras* cf. *densum* Yu встречается в Китае в нижней части лландейльского или в верхней части аренигского ярусов, *Orthoceras* cf. *belt-rami* Clague встречен в США в верхней части среднего ордовика, *Protocycloceras deprati* Reed (?) известен в Центральном Китае в средней части ордовика.

Поэтому, основываясь на присутствии одних лишь цефалопод, из которых два вида определены как *conformis*, вряд ли можно сделать следующий вывод: «Приведенная фауна позволяет отложения верхней дулыгалинской свиты относить к среднему и верхнему ордовику, а точнее к аренигскому (его верхней части) и лландейльскому ярусам» (1955, стр. 116). Исходя из анализа фауны, приведенной в работе Л. И. Боровикова (1955), верхнюю дулыгалинскую, а следовательно, и каргалинскую свиты следует относить к верхнему ордовику.

Богатая фауна, собранная в последние годы в Улутау, однозначно указывает на верхнеордовикский возраст как верхней дулыгалинской свиты Л. И. Боровикова (верхняя подсвита дулыгалинской свиты в моем понимании), так и ацилинской, шоллакской и каргалинской свит (каргалинская свита в данной работе). Итак, комплекс пород, объединяемых под названием каргалинской свиты, по стратиграфическому объему существенно отличается от такового в понимании Л. И. Боровикова. Название каргалинской свиты оставлено мною в связи с резолюцией стратиграфического совещания в Алма-Ате (Резолюция совещания по унификации..., 1958), согласно которому вулканогенно-осадочному комплексу пород верхнего ордовика Улутау присваивается это наименование.

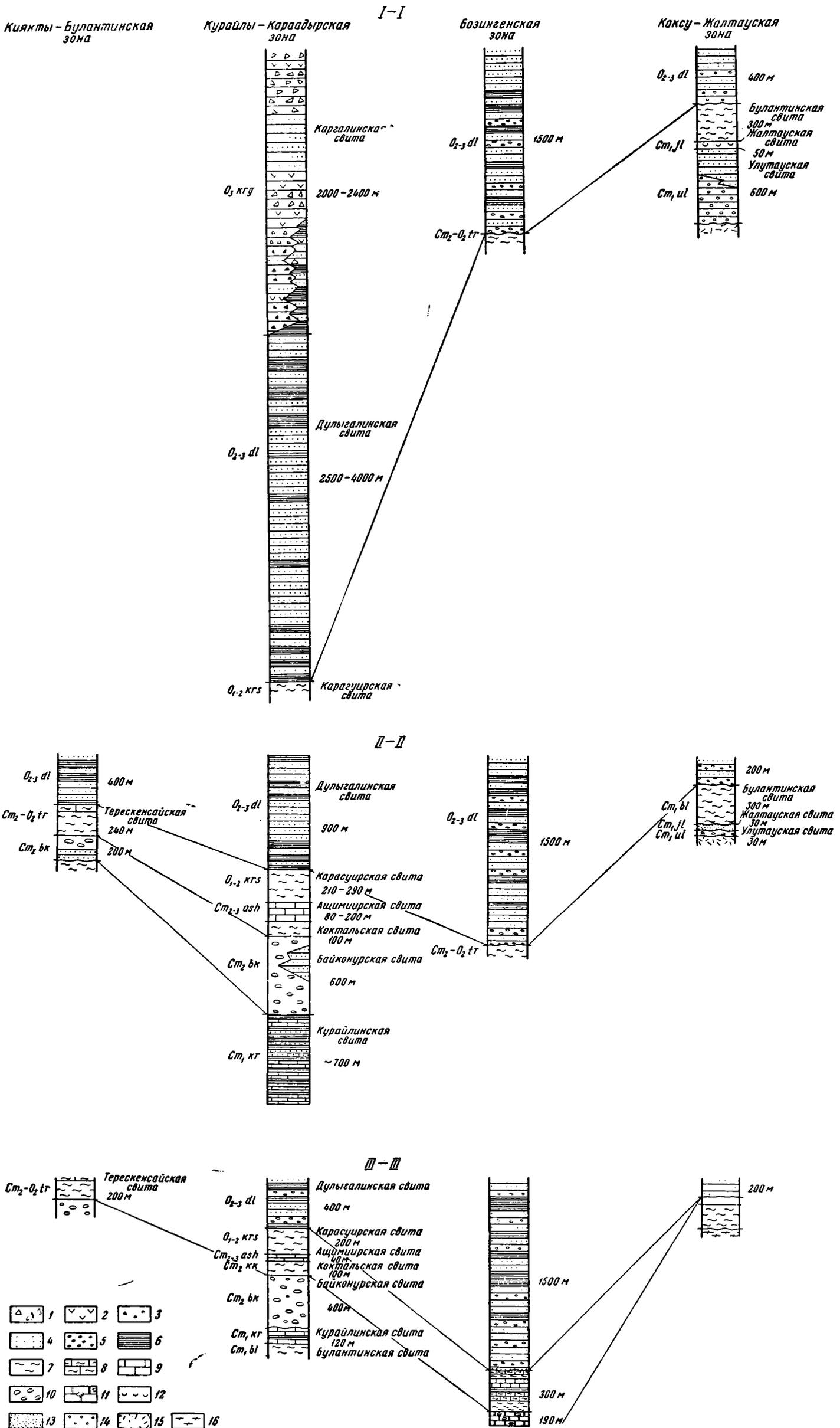
### Сопоставление нижнепалеозойских разрезов внутри байконурского синклинория

Заканчивая описание стратиграфии нижнепалеозойских отложений Улутау, попробуем систематизировать все вышеописанные разрезы отдельных свит и суммировать данные о полноте геологического разреза, перерывах в осадконакоплении, фациальных и мощностных изменениях в отдельных участках Байконурского синклинория. При учете всех вышеперечисленных факторов в пределах Байконурского синклинория с востока на запад четко выделяются четыре зоны, названные мной Коксу-Жалтауской, Бозингенской, Курайлы-Караадырской и Киякты-Булантинской. Каждой из выделенных зон соответствует свой тип разреза нижнепалеозойских образований, отличающихся друг от друга не только своей стратиграфической полнотой, но и вещественным составом, мощностями и взаимоотношениями отдельных толщ. Сопоставление разрезов выделенных зон показано на фиг. 15.

К о к с у - Ж а л т а у с к а я з о н а разрезов нижнего палеозоя расположена вдоль западного ограничения Майтубинско-Карсакпайского антиклинория. Здесь нижнепалеозойские отложения отдельными прерывистыми полосами прослежены с севера, от района сопки Сарытау, на юг, вплоть до района горы Аксайдынкаши. Для нее свойственны большие мощности нижнего кембрия (до 1300 м). Непосредственно на нижнекембрийских образованиях местами согласно и с огромным перерывом и размытием залегают мелкогалечные конгломераты и песчаники дулыгалинской свиты.

Жалтауская свита, согласно сменяющая собой образования улутауской свиты в районе гор. Жалтау, при прослеживании ее в южном направлении перекрывает отложения улутауской свиты и залегают непосредственно на докембрийских образованиях. В крайнем северном выходе пород жалтауской свиты (район горы Усгырлытау) ее кварциты также лежат непосредственно на докембрийских породах. Жалтауская свита испытывает быстрые фациальные изменения (см. фиг. 18). Сущность этих изменений заключается в смене хемогенных осадков (окремненные оолитовые известняки) терригенными (кварциты) по направлению к ядру докембрийского антиклинория.

Булантинская свита, согласно сменяющая собой образования жалтауской свиты в районе гор. Жалтау, при прослеживании ее в южном



Фиг. 15. Сопоставление нижнепалеозойских разрезов Байконурского синклинория.

I—I — на широте гор Жалгу; II—II — на широте р. Курайлы; III—III — на широте р. Кара-Сире. 1 — туфобрекчи порфиритового состава и туфопесчаники; 2 — порфириды; 3 — витрокластические туфы порфиридов; 4 — песчаники; 5 — мелкогалечные конгломераты; 6 — алевролиты и аргиллиты; 7 — кремнистые, кремнисто-углистые сланцы и черные яшмы; 8 — красные яшмы; 9 — известняки; 10 — тиллоподобные конгломераты; 11 — доломиты с включениями; 12 — кремнистые оолитовые породы; 13 — кварциты; 14 — конгломераты; 15 — кварцевые порфиры; 16 — гнейсы и другие гранитизированные породы

направлении перекрывает породы улутауской и жалтауской свит и в районе горы Аксайдынкаши залегает непосредственно на докембрийских образованиях. В этом же направлении уменьшается мощность булантинской свиты и появляются пачки доломитизированных известняков.

Образования курайлинской свиты, встреченные в районе горы Аксайдынкаши, сложены преимущественно известняковыми брекчиями.

Второй тип разреза соответствует Бозингенской зоне, которая расположена в восточной части Байконурского синклинория и прослеживается узкой, меридионально вытянутой полосой от района среднего течения р. Ащилы на севере до р. Белеуты на юге. Дулыгалинская свита среднего — верхнего ордовика резко трансгрессивно, но согласно, почти повсеместно ложится на образования терескенсайской и байконурской свит, мощности которых здесь невелики. Видимая мощность дулыгалинской свиты в Бозингенской зоне 1500 м.

Отложения терескенсайской свиты в пределах Бозингенской зоны представлены переслаиванием известняков и различных кремнистых пород (в том числе красных яшм) и имеют сравнительно небольшую мощность (около 300 м). Байконурская свита сложена в основном карбонатными породами, содержащими отдельные горизонты с включениями гальки изверженных пород.

Курайлы-Караадырская зона расположена в центральной части Байконурского синклинория и прослеживается с севера, от бассейна р. Дулыгалы-Жиланчик, на юг, вплоть до нижнего течения р. Кара-Сире. Для этой зоны характерна исключительная полнота разреза нижнепалеозойских образований. Здесь встречены толщи от булантинской свиты нижнего кембрия до каргалинской свиты верхнего ордовика включительно.

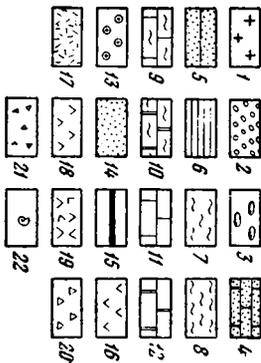
В пределах этой зоны курайлинская свита сложена переслаиванием известняков, песчаников и алевролитов. Мощность курайлинской свиты резко уменьшается в южном направлении. Так, например, неполная ее мощность в районе р. Курайлы — 740 м, а полная мощность на юге, в районе р. Кара-Сире, — всего 120 м. Мощность образований байконурской свиты также уменьшается в этом направлении до 400 м. Параллельно происходит и изменение литологического состава: в районе Кара-Сире в верхней части разреза появляется большое количество пачек песчаников, отсутствующих в разрезах рек Байконур и Курайлы. Интересно еще одно обстоятельство: если в центральной части Курайлы-Караадырской зоны конгломераты байконурской свиты лежат с размывом, но всегда на отложениях курайлинской свиты, то в крайней восточной части (бассейн р. Кара-Сире) ее образования уже залегают на частично размытых породах булантинской свиты.

В пределах этой же зоны образования карасуирской свиты постепенно сменяются породами дулыгалинской свиты, что не наблюдалось нами ни в пределах Коксу-Жалтауской, ни в Бозингенской зонах. Также необходимо подчеркнуть, что в южной части района (р. Кара-Сире) в отложениях основания дулыгалинской свиты значительно больше мелкогалечных конгломератов и грубозернистых песчаников, чем в области нижнего течения р. Байконур.

И, наконец, последний четвертый тип разреза соответствует Кыякты-Булантинской зоне, которая расположена в крайней западной части исследованного района. Здесь верхняя часть курайлинской свиты сложена различными кремнистыми образованиями. Образования байконурской свиты, с размывом сменяющие собой нижнекембрийские отложения, залегают на них согласно. В основании байконурской свиты здесь преобладают песчаники, а в верхней части — «тиллитоподобные» конгломераты. В западном направлении и эти грубообломочные отложения сменяются песчаниками. Мощность байконурской свиты в этой зоне не превышает 200 м. В южной части зоны, в районе р. Кара-Сире, образования

Л л а н д в е й л о				К а р а д о к			А ш г и л л и й		Возраст
А н д р ю ш е н с к а я				И ш и м с к а я		С т е р л и т а м а к с к а я	С т а в р о п о л ь с к а я		Свита
									Литология
2000				1200		1600	1500		Мощность, м

Н и ж н и й к е м б р и й								С р е д н и й к е м б р и й								В е р х н и й о р д о в и к		Возраст						
У л у т а у с к а я		Ж а л т а у с к а я		Б у л а н т и н с к.		К у р а й л и н с к а я		Б а й к о н у р с к а я		К а н т а л ы н с к а я		А л ы т а й с к а я		К а р а с у и р с к а я		Н и ж н я я д у л ы г а л и н с к а я				К а р г а л и н с к а я				Свита
																								Литология
50-400		300		300		200-600		400-500		130		45-330		100-85 120-100		~3000				~2500				Мощность, м



Н и ж н и й к е м б р и й							С р е д н и й к е м б р и й				Л л а н д в е й л о		К а р а д о к - А ш г и л л и й								Возраст								
Р а н г с к а я		А к с у м б и н с к а я		К а р а г у р с к а я		К у л о н б а с к.		К а н б у л а к с к а я		К а р а с у с к а я		С у н д ы к с а й с к а я								Свита									
																				Литология									
200		250		200		250		300		40-350		250		400		130		100		150-250								~2300	Мощность, м

Н и ж н и й к е м б р и й				С р . - в е р х . к е м б р и й	С р е д н . - в е р х . о р д о в и к		Возраст			
Д ж е т ы м т а у		Ш а р т о р с к а я		К а л м а к а ш у			Свита			
								Литология		
450		150 150		50-500		до 450		100	650	Мощность, м

байконурской свиты представлены в основном зелеными песчаниками, переслаивающимися с покровами диабазовых порфиритов.

Лежащие выше отложения среднего и верхнего кембрия, а также нижнего и среднего ордовика (терескенсайская свита) обладают меньшей мощностью (250 м), нежели соответствующие им по возрасту породы Курайлы-Караадырской зоны (до 500 м). Образование дулыгалинской свиты, видимая мощность которой 400 м, сменяют собой постепенно ниже-лежащие ордовикские отложения. Сопоставление всех описанных разрезов показано на фиг. 15.

### Сопоставление разрезов нижнепалеозойских отложений Южного Улутау с разрезами р. Ишим и северных дуг Тянь-шаня

Разрез нижнепалеозойских отложений южного Улутау хорошо сопоставляется с разрезами Западного Приишимья, Большого Каратау и Чаткало-Нарынской зоны Тянь-Шаня. Действительно, на огромных расстояниях от Тянь-Шаня до Каратау и Улутау удивительно четко прослеживаются идентичные по возрасту и литологически сходные подразделения внутри единого разреза нижнего палеозоя (фиг. 16).

Байконурская свита «тиллитоподобных» конгломератов Улутау сходна с карагурской свитой, выделенной Г. И. Макарычевым (1957), и нижней частью шарторской свиты В. Г. Королева (1957). Такое же сходство имеют и кремнистые породы (кокतालская свита Улутау, курамсакская свита Каратау и ванадиеносные сланцы шарторской свиты), сменяющие выше по разрезу «тиллитоподобные» конгломераты. Ащимиирская свита является прямым аналогом известняковых толщ Каратау и Тянь-Шаня. Благодаря довольно многочисленным находкам трилобитов в этих толщах средне-верхнекембрийский возраст их не вызывает сомнений. По всей видимости, и возраст ащимиирской свиты, в верхней части которой найдена верхнекембрийская фауна, может считаться средне-верхнекембрийским. Каков же возраст подстилающих ащимиирскую свиту отложений? При решении этого вопроса следует учитывать, что А. Ф. Степаненко в 50 м от основания карбонатной толщи, по моему мнению отвечающей ащимиирской свите, в истоках р. Чаткал обнаружил трилобиты, отвечающие зоне *Paradoxides hicksi* амгинского яруса Сибирской платформы<sup>1</sup>. Как известно, под этой зоной находится еще зона — *Oryctocephalops frischenfeldi* = *Schistocephalus*, фауна которой в пределах западного обрамления Центрального и Южного Казахстана еще не найдена. В связи с этим весьма вероятно, что отложения байконурской и кокतालской свит Улутау могут отвечать или нижней части амгинского яруса среднего кембрия, или же верхней части ленского яруса Сибирской платформы. Пока, в связи с отсутствием находок фауны в этой части разреза, граница между нижним и средним отделами кембрия в Улутау мною проводится условно по подошве

<sup>1</sup> Цитируется по В. Г. Королеву (1957).

Фиг. 16. Сопоставление разрезов нижнепалеозойских отложений Западного обрамления Центрального Казахстана и Чаткало-Нарынской зоны Тянь-Шаня.

I — Западное Приишимье (по Н.П. Четвериковой, 1958); II — юго-западный Улутау (по Книпперу); III — северо-западный Каратау (по Г. И. Макарычеву, 1957); IV — северный склон Джетымтау (по В. Г. Королеву, 1957).

I — докембрийские метаморфические породы; 2 — конгломераты; 3 — «тиллитоподобные» конгломераты; 4 — песчаники; 5 — туфопесчаники; 6 — алевриты и аргиллиты; 7 — кварцево-хлоритовые сланцы; 8 — кремнистые и кремнисто-углистые сланцы; 9 — черные яшмы; 10 — красные яшмы; 11 — известняки; 12 — доломитизированные известняки и доломиты; 13 — оолитовые окремнелые породы; 14 — кварциты; 15 — алюмофосфаты; 16 — кварцевые порфиры; 17 — туфы кварцевых порфиритов; 18 — основные эффузивы; 19 — лавобрекчии основных эффузивов; 20 — туфобрекчии основных эффузивов; 21 — витрокластические туфы основных эффузивов; 22 — находки фауны

байконурской свиты. Нижележащие отложения также в значительной мере условно относятся к нижнему кембрию. Серия образований этого возраста (улутауская, жалтауская, булантинская и курайлинская свиты) с базальными конгломератами в основании перекрывает более древние, в различной степени метаморфизированные отложения, в том числе и вулканогенные породы лакбайской и акшокинской свит. Последние условно относятся к рифейской группе. Именно этот комплекс пород, совместно с толщами рифея, начинает формирование Байконурского прогиба, заложение которого происходит по новому структурному плану, отличному от такового в более древних протерозойских отложениях. В то же время история осадконакопления всех вышележащих нижнепалеозойских образований тесно связана с закономерностями развития этой нижней, добайконурской серии пород. В связи с этим, основываясь в значительной мере на структурных признаках (см. ниже, в главе «История развития Байконурского синклинория»), автор относит к нижнему кембрию серию осадков, начинающуюся с базальных конгломератов (улутауская свита) и венчающуюся тонкоплитчатыми известняками и песчаниками (курайлинская свита). Эта толща, включающая в себя свиты с общей максимальной мощностью в 1600 м, может быть сопоставлена с разрезами северо-западного Каратау и Джетымтау (см. фиг. 16). Там, так же, как и в Улутау, эта серия начинается с базальных конгломератов и песчаников (рангская и кумыстинская свита Г. И. Макарычева, 1957, и нижняя часть свиты Джетымтау В. Г. Королева, 1957) и кончается переслаиванием глинистых и алевролитовых сланцев с известняками или песчаниками (аксумбинская свита северо-западного Каратау и верхняя часть свиты джетымтау хр. Джетымтау). Жалтауская и булантинская свиты Улутау, очевидно, в какой-то мере соответствуют кенсайской и алтынтауской свитам Каратау и средней части свиты Джетымтау, в которых довольно широким распространением пользуются кремнистые и кремнисто-углистые сланцы.

Более просто определяется возраст ордовикских отложений Улутау. Возраст карасуирской свиты был достаточно подробно обоснован при описании свиты. Следует лишь добавить, что ее отложения легко сопоставляются с разрезами Каратау и Чаткало-Нарынской зоны Тянь-Шаня. Действительно, карасуирская свита четко литологически сопоставляется с карасайской свитой Большого Каратау и верхними частями разреза шарторской свиты Джетымтау и содержит разновозрастную фауну. Дулыгалинская и каргалинская свиты Улутау сопоставляются с суиндсайской свитой Каратау и свитой Калмакашу Джетымтау.

Разрез нижнепалеозойских отложений Улутау в общем также довольно просто сопоставляется с разрезами Западного Пришимья. Известный по работам Н. П. Четвериковой (1958) разрез ордовикских отложений Западного Пришимья начинается с образований андрюшенской свиты, соответствующей по возрасту верхней части лландейльского яруса. Песчаниково-сланцевые отложения этой свиты вверх по разрезу сменяются известковистыми алевролитами и известняками ишимской свиты, которая обнимает самую верхнюю часть лландейльского яруса и нижнюю часть карадокского яруса включительно.

Сопоставляя андрюшенскую и ишимскую свиты Пришимья с разрезом Улутау, мы видим, что они, вероятно, отвечают какой-то части дулыгалинской свиты. Стерлитамакская и ставропольская свиты, по всей видимости, могут сопоставляться с верхней частью дулыгалинской свиты и каргалинской свитой (см. фиг. 16).

Таким образом, в пределах юго-западного окончания складчатой зоны Улутау разрез нижнепалеозойских отложений хорошо сопоставляется с разрезами северо-западного Каратау, Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоной Тянь-Шаня и Западным Пришимьем, что свидетельствует о единстве их структурного развития в нижнем палеозое.

## Отложения девонской и каменноугольной систем Южного Улутау

Девонские и каменноугольные образования на территории исследованного района пользуются ограниченным распространением. Обычно они формируют довольно просто построенные мульды или грабен-синклинали (Зайцев, 1957).

Наиболее широко распространены породы среднего и верхнего палеозоя вдоль области сочленения Коксу-Жалтауской зоны и Майтубинско-Карсакпайского антиклинория. Здесь выделяются такие крупные структуры, как Актасская грабен-синклиналь, Сарысайская наложенная мульда (Зайцев, 1957), а также система узких линейных мульд, которую я условно называю Татпенской. Внутри Байконурского синклинория, в пределах центральной части Бозингенской зоны, также выделяется система узких линейных мульд. Крупная наложенная мульда — Булантинская, располагается вдоль области сочленения Курайлы-Караадырской и Киякты-Булантинской зон. Для всех вышеперечисленных тектонических форм характерны следующие особенности.

1. В строении наложенных мульд принимают участие только средне-верхнедевонские, фаменские и нижнекаменноугольные образования.

2. Средне-верхнедевонские отложения (жаксыконская серия; Зайцев, 1957) представлены красноцветным комплексом, состоящим из переслаивания конгломератов, песчаников и алевролитов. Спорадически внутри этих красноцветов встречаются покровы и линзы порфиринов и их туфов. По всей видимости, и фаменские образования также сложены красноцветными песчаниками и алевролитами (Ши Ян-шень, 1961). Отложения турнейского и визейского ярусов в основном представлены различными карбонатными породами.

3. Мощности отдельных возрастных комплексов резко изменяются от мульды к мульде. Так, например, в пределах Булантинской мульды мощность средне-верхнедевонских песчаников и алевролитов 1500 м, а турнейских известняков — 100 м. В пределах Бозингенской мульды аналоги жаксыконской серии ( $D_2$ — $D_3^1$ ) вообще отсутствуют, а весь разрез, по данным Ши Ян-шеня (1961), сложен фаменскими красноцветами (20 м) и ниже-среднетурнейскими известняками (400 м). В Актасской грабен-синклинали, по данным Ю. А. Зайцева, мощность только средне-верхнедевонских образований достигает 5—6 км. Южнее же, в Карысайской мульде и Татпенской системе мульд, девонские красноцветы практически отсутствуют и весь разрез сложен нижнекаменноугольными известняками.

4. Внутри мульд, особенно среди красноцветов девонского возраста, наблюдаются довольно быстрые фациальные изменения. Например, в восточном крыле Булантинской мульды возможно выделение трех стратиграфических пачек. Нижняя состоит из переслаивания серых и зеленовато-серых среднезернистых песчаников с карбонатным цементом. В средней пачке наблюдается частое переслаивание розовых и красных алевролитов и песчаников. Верхняя пачка целиком состоит из косослоистых серых и розовых песчаников.

Однако в западном крыле этой же мульды девонские отложения не могут быть расчленены на три пачки и весь разрез жаксыконской серии сложен красноцветными песчаниками, среди которых встречается большое количество мелкогалечных конгломератов, содержащих многочисленную гальку нижнепалеозойских пород. Эти конгломераты почти полностью отсутствуют в восточном крыле мульды.

В пределах Актасской грабен-синклинали, по данным Ю. А. Зайцева, также наблюдается очень быстрая смена по простиранию грубообломочных конгломератов песчаниками, алевролитами и даже эффузивами.

### Глава III

## СТРУКТУРА БАЙКОНУРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

В современном эрозионном срезе нижнепалеозойский Байконурский синклиорий представляет собой резко асимметричную тектоническую форму, что выражается в полном перекрытии его западной части меловыми и третичными осадками, выполняющими Тургайскую синеклизу. Возможное строение продолжения Байконурского синклиория под чехлом мезокайнозойских отложений будет рассмотрено ниже.

С востока Байконурский синклиорий ограничен областью выходов докембрийских пород, слагающих сложно построенный Майтубинско-Карсакпайский антиклиорий.

При анализе современной складчатой структуры Байконурского синклиория в ней легко выделяются четыре меридионально вытянутые зоны, резко различающиеся по морфологии слагающих их складок. В широтном направлении эти зоны не сочленяются между собой как крупные антиклинали и синклинали. Они повсеместно разделены или крупными разрывными нарушениями (сбросами и надвигами), или же крутыми флексурами, которые приводят в соприкосновение резко разновозрастные нижнепалеозойские образования, слагающие краевые части смежных зон. Складки каждой из выделенных зон никогда не находят своего продолжения в соседней зоне. Поэтому эти крупные структурные элементы, детальное описание которых будет дано ниже, с полным правом могут быть названы блоками. Очень интересно, что выделяемые блоки четко совпадают с выделенными нами ранее структурно-фациальными зонами. Всего выделяется четыре блока (с востока на запад): Коксу-Жалтауский, Бозингенский, Курайлы-Караадырский и Киякты-Булантинский (см. фиг. 53). Эти блоки постепенно сужаются в южном направлении, что в общем плане создает как бы веерообразную внутреннюю структуру Байконурского синклиория.

Перейдем к конкретному описанию блоков.

### Коксу-Жалтауский блок

Коксу-Жалтауский блок является областью сочленения Майтубинско-Карсакпайского антиклиория, сложенного докембрийскими породами, с нижнепалеозойским Байконурским синклиорием. Для Коксу-Жалтауского блока характерен различный тип деформаций докембрийских и нижнепалеозойских отложений в западной и восточной его частях, а также широкое распространение нижнепалеозойских, девонских и каменноугольных наложенных мульд.

Восточная граница этого блока условно проводится по меридиану, проходящему вдоль восточного обрамления Сарысайской наложенной мульды, выполненной нижнекаменноугольными породами. Западной

границей Коксу-Жалтауского блока является флексура, ограничивающая с востока Бозингенский блок. В пределах этой флексуры, простирающейся на 150 км от р. Белеуты на юге до р. Шагырлы-Жиланчик на севере, песчаники, алевролиты и мелкогалечные конгломераты дулыгалинской свиты круто (под углом 50—70°) падают в западном направлении. Эта зона моноклинального падения в породах среднего — верхнего ордовика прослеживается в глубь Бозингенского блока на 1—1,5 км.

На участке от р. Курайлы на юге до горы Жалтау на севере эта флексура осложнена разрывным нарушением, меридиональное простирание которого совпадает с направлением простираний пород во флексуре. Существенную роль в строении Коксу-Жалтауского блока играет система Актасского разрывного нарушения. Это дизъюнктивное нарушение простирается в общем в меридиональном направлении с севера, от р. Шагырлы-Жиланчик, на юг, вплоть до района р. Белеуты. Иногда он выражен одним разрывом, а чаще системой параллельно простирающихся крупных сбросов и надвигов. Вдоль системы Актасского разрывного нарушения происходит сочленение областей с различным типом деформаций докембрийского основания нижнепалеозойского прогиба. К востоку от Актасского разрыва распространены только породы боровской и карсакапайской (акдымской) серий протерозоя. Эти отложения формируют ряд довольно просто построенных, иногда брахиформных складок. Породы в ядрах антиклиналей, сложенных породами боровской серии, иногда гранитизированы с образованием гранитов и гранито-гнейсов. Вот как, например, выглядит строение разреза дюсембайской свиты на р. Курайлы, по данным Т. Г. Павловой. Порфиroidы этой свиты смяты в ряд довольно простых складок, падение в крыльях которых колеблется от 15 до 50°, и рассечены серией небольших по амплитуде сбросов. С запада порфиroidы дюсембайской свиты перекрываются образованиями жалтауской и булантинской свит, которые круто падают на запад. В районе сопок Алтуайт и гор Колдыбай-шоки отложения дюсембайской и тумурзинской свит образуют довольно крупные округлые брахиформные складки.

В районе верхнего течения рек Сатан, Татпен и Кара-Сире породы нижней части карсакапайской серии (татпенская и белкудукская свиты) образуют просто построенную синклиналь, шарнир которой погружается в южном направлении. На юге, в районе р. Жуанкар, к этой же синклинали приурочены и отложения карсакапайской свиты<sup>1</sup>. Ее кварциты образуют крупную наложенную синклинальную складку, несогласно перекрывающую образования боровской серии и нижней части карсакапайской серии. С запада эта синклиналь оборвана одним из разрывных нарушений Актасской системы разломов. Важно отметить, что эта зона синклиналей пород акдымской серии залегает среди нижнепротерозойских образований боровской серии. Действительно, выходы дюсембайской свиты в районе сопок Алтуайт и Басалтуайт отстоят к западу от выходов пород акдымской серии в районе гор Колдыбай-шоки. Таким образом, в пределах центральной и южной частей района мы не наблюдаем последовательной смены древних образований боровской серии более молодыми породами карсакапайской серии по направлению с востока на запад, т. е. в сторону Байконурского синклинория. Всюду в пределах этого района отложения нижнего кембрия непосредственно налегают на различные по возрасту протерозойские образования.

<sup>1</sup> Н. А. Штрейс (1960) и М. С. Марков (1958) в пределах Карсакапайского синклинория в составе акдымской серии выделяют татпенскую, белкудукскую, кумолинскую, керегетасскую, бурмашинскую и карсакапайскую свиты. Таким образом, в пределах западного ограничения Майтубинского антиклинория разрез акдымской серии значительно менее полный, нежели в Карсакапайском синклинории. Кроме того, мощности татпенской, белкудукской и карсакапайской свит здесь не являются столь большими, как в Карсакапайском синклинории.

К западу от Актасской зоны разломов преимущественным распространением пользуются вулканогенные образования рифейского возраста (ерементаусская серия). Меньшее развитие имеют протерозойские отложения боровской и карсакпайской серий. На севере и в центральной части района преобладают породы ерементаусской и карсакпайской серий, на юге — боровской. Независимо от возраста все вышеперечисленные докембрийские образования в области, находящейся к западу от Актасской зоны разломов, круто падают на запад, причем увеличение крутизны углов происходит в западном направлении, т. е. в сторону Бозингенского блока. Так, например, на р. Байконур, в районе гор Акшоки и Лакбай, в образованиях ерементаусской серии преобладает угол наклона  $50-60^\circ$ , а на западе около флексуры, отделяющей Бозингенский блок от Коксу-Жалтауского, слои падают уже под углом  $75-80^\circ$ . Нередки случаи, когда отдельные покровы кварцевых порфиров стоят на головах. Несколько севернее, к западу от гор Актас и Усгырлытау, породы татпенской свиты также падают в западном направлении под углом  $45-60^\circ$ .

В верхнем течении р. Татпен образования белкудукской свиты круто наклонены к западу. У истоков рек Кара-Сире и Бозинген кристаллические сланцы тумурзинской свиты обнаруживают аналогичную картину.

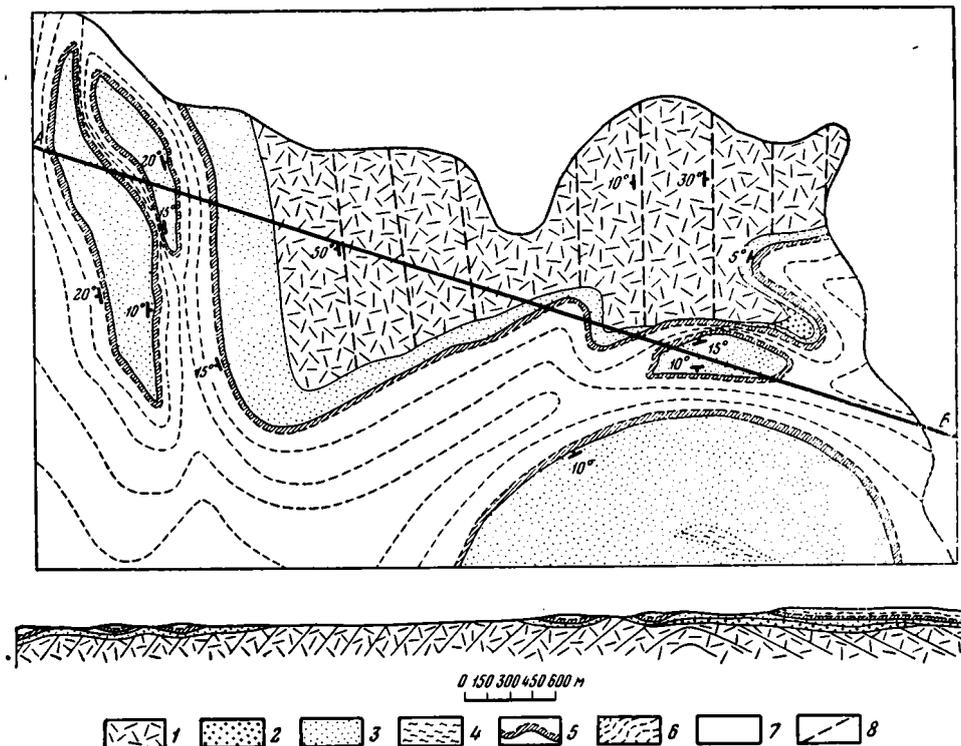
В ряде случаев внутри этих как бы моноклинально падающих к западу отложений по повторению отдельных стратиграфических горизонтов, устанавливается ряд узких линейных складок, опрокинутых в восточном направлении. Так, например, на р. Байконур можно увидеть две такие синклинальные складки, в ядрах которых залегают порфириты акшокинской свиты. Крылья таких складок часто оборваны разрывными нарушениями. Таким образом, зона Актасского разрывного нарушения разделяет две области, резко различающиеся по морфологии дислокаций в докембрийских отложениях.

В зоне Актасского разрывного нарушения расположены две нижнепалеозойские наложенные мульды, первая из которых находится на севере, в районе гор Жалтау (Жалтауская мульда), а вторая — на юге, в области верхнего течения рек Байконур, Курайлы и Кара-Сире (Байконурская мульда). Центральная часть этой последней тектонической формы совпадает с зоной Актасского разрывного нарушения. Байконурская мульда имеет в плане вид треугольника с острым углом в вершине, находящимся к северу от слияния рек Байконур и Сарысай. Южнее р. Курайлы западное крыло мульды косо срезается флексурой, ограничивающей с востока Бозингенский блок. Байконурская мульда в целом образует сложно построенную синклинали, замыкание которой по подошве булантинской свиты четко устанавливается в верхнем течении р. Байконур. Крылья этой синклинали сложены породами жалтауской свиты, которые трансгрессивно перекрывают образование улутауской свиты.

Восточная и западная части Байконурской наложенной мульды резко отличаются по морфологии складчатых дислокаций, развитых в нижнепалеозойских образованиях. Граница между этими зонами проходит вдоль Актасской зоны разломов.

В восточной части мульды (район горы Басалтуайт) базальные горизонты нижнего кембрия с азимутальным и угловым несогласием (в районе горы Басалтуайт азимутальное несогласие достигает  $90^\circ$ ) (фиг. 17) залегают на нижнепротерозойских образованиях. Здесь наряду с меридионально ориентированными складками в нижнекембрийских отложениях широким развитием пользуются складки с широтно вытянутыми осями. Базальные горизонты нижнего кембрия образуют пологоволнистые спокойные складки, что отчетливо видно в плане по контурам отдельных крупных антиклиналей. Падения в крыльях этих антиклиналей редко превышают  $30-40^\circ$ . В то же время более верхние горизонты нижнего кембрия (кремнистые породы булантинской свиты) смяты в узкие линейные

складки с острыми замками, падения в крыльях которых редко бывают менее  $60^\circ$ . Отложения булантинской свиты обычно рассечены целым рядом ступенчатых сбросов и взбросов, амплитуда которых не выходит за пределы мощности свиты. Вышеперечисленные формы пликативных и дизъюнктивных дислокаций никогда не находят своего продолжения в массивных кварцитах жалтауской свиты. Интересно, что на широте



Фиг. 17. Геологическая карта района горы Басалтуайт.

1 — порфиронды дюсембайской свиты. Улутауская свита: 2 — конгломераты. Жалтауская свита: 3 — кварциты; 4 — оолитовые кремнеземные породы. Булантинская свита: 5 — алевритовые сланцы; 6 — кремнистые и кремнисто-углистые сланцы; 7 — кайнозойские отложения нерасчлененные; 8 — простирание пород докембрия

р. Курайлы сложносмятые кремнистые породы булантинской свиты непрерывно прослеживаются в западном крыле Байконурской мульды на расстояние в 6 км. Напомним, что в этом разрезе мощность булантинской свиты не превышает 300 м. Таким образом, на широте р. Курайлы породы жалтауской свиты на расстоянии в 6 км (от восточного крыла мульды до зоны Актасского разлома) не залегают на большой глубине, а максимально погружены на 250—300 м (т. е. на максимальную мощность булантинской свиты) и располагаются почти горизонтально, несмотря на то, что перекрывающие их породы обладают чрезвычайно сложными формами мелких складок. О пологом залегании кварцитов жалтауской свиты можно судить по их строению в районе горы Басалтуайт (см. фиг. 17). Кремнистые породы булантинской свиты дают серию дисгармоничных складок на более просто построенном нижнекембрийском же основании и как бы сдернуты с его поверхности.

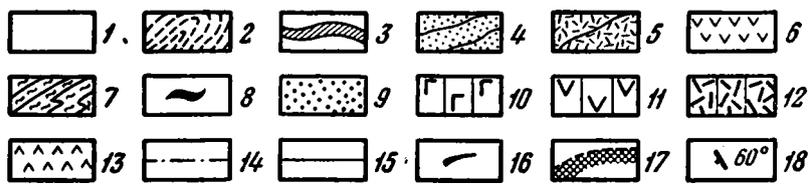
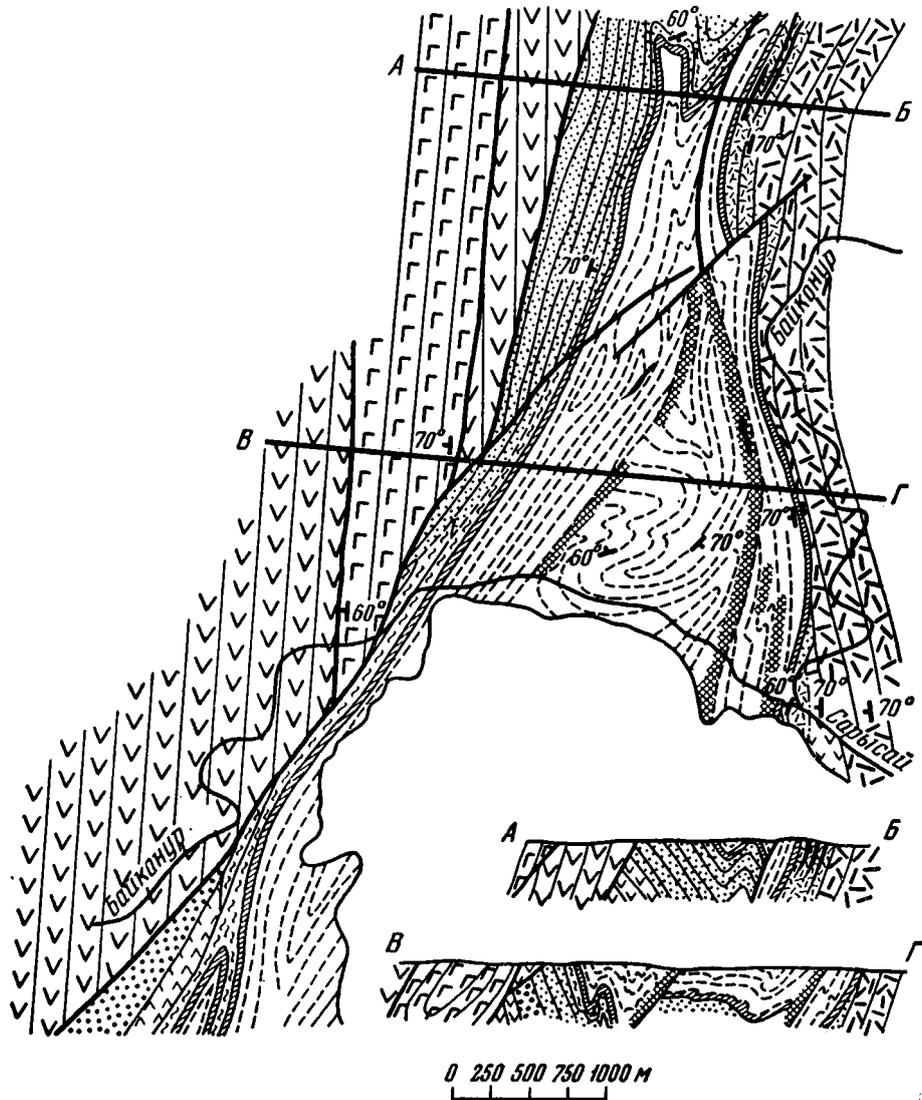
Совсем иную картину представляют нижнекембрийские отложения к западу от Актасской зоны разломов. В этой части мульды никакого

азимутального, а тем более и углового несогласия между нижнепалеозойскими и докембрийскими породами установить не удастся. Так, например, на р. Бозинген образования булантинской свиты под углом  $60^\circ$  падают в западном направлении. Абсолютно также залегают и кристаллические сланцы боровской серии. На р. Курайлы и кварцевые порфиры ерементауской серии и песчаники дулыгалинской свиты падают на запад под углом  $70^\circ$ . На р. Ащилысай (гора Караадыр) в западном крыле Байконурской наложенной мульды кварцевые порфиры лакбайской свиты, конгломераты улутауской свиты, оолитовые окремнелые породы жалтауской свиты и кремнистые сланцы булантинской свиты, последовательно сменяющие друг друга с запада на восток, падают по азимуту  $270^\circ$  под углом  $70^\circ$ . Таким образом, западное крыло Байконурской наложенной мульды на р. Ащилысай оказывается опрокинутым в восточном направлении.

К западу от Актасской зоны разломов базальные горизонты нижнего кембрия уже не залегают столь спокойно, как к востоку от нее. Здесь они смяты в ряд узких линейных складок, рассеченных многочисленными разрывными нарушениями. Структура этих складок лучше всего выясняется в районе центриклинального замыкания Байконурской наложенной мульды в районе слияния рек Байконур и Сарысай (фиг. 18). Здесь в восточном крыле складки все отложения нижнего кембрия под крутым углом в  $70-80^\circ$  падают к центру складки. Необходимо подчеркнуть, что в этом районе не наблюдается несогласия между породами татпенской свиты верхнего протерозоя и нижнекембрийскими образованиями. В западном крыле складки все отложения падают на восток также под углом  $70^\circ$ . В области центриклинального замыкания складки как ее кремнистые сланцы, так и массивные кварциты жалтауской свиты образуют узкие линейные складки. Западное крыло мульды, так же как и ее центральная часть, рассечены системой сбросов меридионального и северо-восточного простирания. В центральной части мульды в кремнистых породах булантинской свиты наблюдаются линейно вытянутые зоны, в которых все отложения брекчированы, окварцованы и ожелезнены. Наличие среди этих зон отдельных блоков пород жалтауской свиты, а также резкое несоответствие простираний пород по обе стороны от них заставляет нас предполагать наличие разрывных нарушений в центральной части синклинали.

Таким образом, строение Байконурской наложенной мульды в районе рек Курайлы и Байконур резко различно. Области, отличавшиеся по морфологии складок, развитых в нижнепалеозойских отложениях, разделяются зоной Актасского разрывного нарушения. Интересно отметить следующее обстоятельство: при прослеживании восточного крыла мульды в южном направлении, в область верхнего течения рек Татпен, Кара-Сире и Бозинген, ее восточное крыло постепенно приближается к зоне Актасского разрывного нарушения, а к югу от р. Курайлы пересекает ее. Одновременно резко меняется характер дислокаций внутри крыла. Пологие спокойные складки, столь характерные для восточного крыла мульды в районе горы Басалтуайт, сменяются узкими линейными складками, в синклинальных ядрах которых залегают отложения дулыгалинской свиты. Складки эти достигают длины  $10-20$  км при максимальной ширине  $1,5-2$  км. Падения в крыльях синклиналей, нередко опрокинутых на восток, никогда не бывают менее  $60-70^\circ$ . Породы булантинской свиты, обнажающиеся в ядрах антиклиналей, смяты в ряд сложно построенных дополнительных складок.

Еще одна подобного же типа мульда расположена в северной части Коксу-Жалтауского блока, в районе гор Жалтау и Усгырлытау. Ее граница с Бозингенским блоком проходит вдоль флексуры, отделяющей Бозингенский блок от Коксу-Жалтауского, а восточная граница на значительном расстоянии скрыта под девонскими образованиями борта Актасской грабен-синклинали. Эта мульда находится к западу от Актасской



Фиг. 18. Геологическая карта района слияния рек Байконур и Сарысай.

1 — кайнозойские отложения нерасчлененные. Булантинская свита: 2 — кремнистые и кремнисто-углистые сланцы; 3 — красные алевролитовые сланцы. Жалтауская свита: 4 — кварциты; 5 — туфы и туфопесчаники; 6 — кварцевые порфиры; 7 — оолитовые окремненные породы; 8 — алюмо-фосфаты. Улутауская свита: 9 — конгломераты и песчаники. Докембрий: 10 — порфириты акшокинской свиты; 11 — кварцевые порфиры лакбайской свиты; 12 — порфиroidы татпенской свиты; 13 — дайка габбро-диабазов; 14 — фациальные границы; 15 — границы нормального стратиграфического контакта; 16 — разрывные нарушения; 17 — зоны интенсивного брекчирования, окварцевания и ожелезнения пород; 18 — элементы залегания пород

зоны разломов и целиком расположена в зоне развития рифейских образований, которые, как мы знаем, круто падают в западном направлении. Южное центриклинальное замыкание мульды осложнено серией острых линейных складок, прекрасно прослеживающихся в горах Жалтау и на р. Сарыбулак. Вблизи разлома, который осложняет вышеописанную флексуру, крылья этих складок иногда опрокинуты в западном направлении и падают на восток под углом  $60-70^\circ$ . Породы лакбайской свиты рифея, улутауской, жалтауской и булантинской свит нижнего кембрия, а также дулыгалинской свиты среднего — верхнего ордовика в пределах этой части мульды образуют подобные складки. Нигде между вышеперечисленными группами пород не удается установить ни малейших признаков несогласного залегания. Это чрезвычайно интересное обстоятельство, если учесть, что породы улутауской свиты залегают с перерывом на кварцевых порфирах рифея, а образования дулыгалинской свиты средне-верхнеордовикского возраста располагаются с большим стратиграфическим перерывом на нижнекембрийских породах.

Ордовикские отложения, залегающие в ядре мульды, дополнительно смяты в ряд узких складок. От западного подножия гор Усгырлытау и Сарытау, вплоть до меридиана, проходящего от северо-западного ограничения гор Жалтау до района горы Киикпай, породы дулыгалинской свиты смяты в ряд узких складок, простирающихся в северо-западном направлении. Вот их описание, приводимое Л. И. Боровиковым для района сопки Едельбай: «Насколько можно судить по замерам ( $\text{ЮЗ } 220^\circ \angle 80-85^\circ$ ;  $\text{СВ } 40-45^\circ \angle 70-80^\circ$ ), породы сильно смяты в крутые узкие складки, часто разорванные в крыльях и слегка перемещенные друг относительно друга, что подтверждается зонами рассланцованных и брекчированных пород и зеркалами скольжения, наблюдаемыми вдоль них» (1955, стр. 36).

Западнее горы Киикпай породы дулыгалинской свиты дислоцированы существенно иначе: здесь они образуют моноклинал, падающую под углом  $70-80^\circ$  в западном направлении. По простиранию на юг эта зона моноклинално падающих пород выходит в район северо-западного ограничения гор Жалтау, т. е. в область флексуры, ограничивающей с востока Бозингенский блок.

Следовательно, к северу от гор Жалтау в породах дулыгалинской свиты наблюдается разный характер залегания слоев. На востоке — это область узких, небольших по амплитуде складок, на западе — крутопадающая в западном направлении моноклинал. Граница между этими двумя областями с различным тектоническим строением, с различной глубиной нижнекембрийского основания может быть проведена вдоль меридиональной линии, проходящей от северо-западного окончания гор Жалтау в район горы Киикпай. Эта линия, по существу являющаяся флексурой в породах дулыгалинской свиты, и является границей между Коксу-Жалтауским и Бозингенским блоками в северной части описанного района.

Из всего вышесказанного ясно вытекает, что вдоль Актасской зоны разломов сочленяются области не только с различным строением докембрия, но и с различным типом дислокаций нижнего палеозоя.

В пределах описанной части Коксу-Жалтауского блока широким распространением пользуются интрузии гранодиоритов, прорывающие отложения дулыгалинской свиты. Все их тела, естественно, объединяются в две группы выходов: южную (районы рек Токалсай, Курайлы, Сатан и Татпен) и северную (горы Едельбай, Киикпай и Сарытау).

В пределах первой группы все небольшие массивы гранодиоритов расположены вдоль системы Актасского разрывного нарушения и имеют узкую линейную форму. Наиболее крупный из массивов, находящийся между реками Токалсай и Курайлы, приурочен к зоне сочленения Коксу-

Жалтауского и Бозингенского блоков, т. е. к флекуре, разграничивающей эти блоки.

В пределах второй северной группы массив гранодиоритов гор Киикпай также расположен на той же флекуре, а гранодиориты гор Сарытау и Едельбай находятся в пределах крутого восточного крыла нижнепалеозойской наложенной мульды.

Таким образом, положение массивов гранодиоритов, находящихся в пределах Коксу-Жалтауского блока, четко контролируется крупными структурными элементами этого блока. Остается еще добавить, что и герцинские наложенные структуры, находящиеся в пределах Коксу-Жалтауского блока, также расположены не беспорядочно, а приурочены к крупным структурным швам.

Одна из систем герцинских наложенных синклиналей расположена вдоль зоны Актаасского разлома.

Наиболее крупной из них является Актаасская (по Ю. А. Зайцеву, 1957, Актаасская грабен-синклиналь), расположенная в северной части Коксу-Жалтауского блока. В плане эта мульда имеет вытянутую в меридиональном направлении форму. Бортовые ее части сложены породами девонской системы, а центральная часть выполнена известняками турнейского яруса. Центральная часть мульды расчленена Актаасским разрывным нарушением. В южной части мульды широко развита система диагональных и широтных сбросов и взбросов, примыкающих к Актаасскому разлому. Один из них — Котровский (по Ю. А. Зайцеву) — ограничивает Актаасскую мульду с юга. С системой Актаасского разлома связано интенсивное брекчирование, окварцевание и изменение пород. Широким развитием здесь пользуются хрусталеносные жилы.

Следующая к югу мульда, Сарысайская, целиком расположена к востоку от Актаасского разлома, который ограничивает ее с запада. В целом эта мульда имеет в разрезе плоскую форму. Выполняющие ее девонские и каменноугольные отложения лежат резко несогласно на докембрийских и нижнепалеозойских образованиях. Азимутальные несогласия между этими комплексами пород порой достигают  $90^\circ$  (Ащилысай). Интересно отметить, что западное крыло мульды, пограничное Актаасскому разлому, повсеместно опрокинуто в восточном направлении, так что слагающие это крыло турнейские известняки всюду падают на запад под углом  $60-70^\circ$ .

Целая система каменноугольных мульд расположена на реках Ащилысай, Курайлы и Татпен. Это узкие линейные структуры, оборванные с востока меридионально простирающимися разрывными нарушениями системы Актаасской зоны разломов. Все они расположены в пределах области, находящейся к западу от Актаасской зоны разломов. Каменноугольные известняки, слагающие восточные крылья этих мульд, нередко надвинуты на нижнепалеозойские образования.

Таким образом, вышеописанная группа наложенных герцинских мульд закономерно располагается вдоль Актаасской системы разломов.

Еще две небольшие мульды, выполненные образованиями девонской системы, расположены в северной части Коксу-Жалтауского блока, в районе горы Киикпай и на р. Куляйбай-Баксы-Жиланчик. Расположены они на поднятом крыле флексуры, ограничивающей Коксу-Жалтауский блок от Бозингенского.

Подводя итог всему вышесказанному, можно сделать следующие выводы.

1. В пределах Коксу-Жалтауского блока четко выделяются две зоны, характеризующиеся различной морфологией складчатых структур докембрия, нижнего палеозоя и среднего палеозоя.

2. В пределах восточной зоны докембрийские отложения смяты в ряд простых, иногда брахиформных складок. Нижне- и среднепалеозойские

синклинали характеризуются широкой и плоской формой в разрезе. Четко выражены угловые и азимутальные несогласия между вышеперечисленными разновозрастными комплексами отложений.

3. В пределах западной зоны все докембрийские отложения круто падают к западу. Эта моноклинали осложнена серией узких линейных складок, осевые плоскости которых опрокинуты в восточном направлении. В том же плане дислоцированы ниже- и среднепалеозойские образования. Угловых несогласий между вышеперечисленными комплексами пород установить не удается.

4. Разделены эти две зоны системой Актасского разрывного нарушения, которая в ряде случаев является надвигом. Надвинутым и относительно поднятым крылом является западная зона.

5. Актасская зона разломов, а также флексура, разделяющая Коксу-Жалтауский и Бозингенский блоки, контролируют положение массивов гранодиоритов и герцинских наложенных мульд.

### Бозингенский блок

Бозингенский блок расположен в восточной части Байконурского синклинория и простирается в меридиональном направлении от р. Ащилы на севере до р. Белеуты на юге. На всем своем протяжении эта тектоническая форма выполнена отложениями дулыгалинской свиты. В центральной и южной частях она имеет ширину 10—12 км, а на севере, в районе гор Жалтау, достигает в поперечнике 20—25 км. Южное и северное продолжение блока скрыто под покровом меловых и третичных отложений. Восточная граница этой тектонической зоны проводится вдоль крутой флексуры, которая была описана ранее, при определении границ Коксу-Жалтауского блока. Западная граница Бозингенского блока совпадает с восточным ограничением моноклинали, находящейся в пределах Курайлы-Караадырского блока. Эта моноклинали, сложенная в различных участках сочленения блоков различными по возрасту кембрийскими и ордовикскими породами, разделяет две области, резко отличающиеся друг от друга морфологией складок, и четко прослеживается от района р. Кара-Сире на север, вплоть до рек Дулыгалы-Жиланчик и Ащилы.

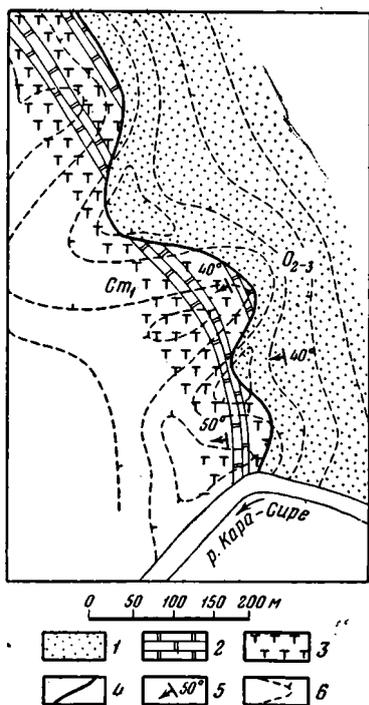
В южной части района, на участке от р. Кара-Сире до р. Байконур, восточная часть вышеупомянутой моноклинали, подробное описание которой будет дано ниже, при описании структур Курайлы-Караадырского блока, осложнена разрывным нарушением, которое названо мною Коктальским надвигом. Коктальский надвиг прослежен на расстоянии около 90 км и в плане имеет вид почти прямой линии, которая от р. Кара-Сире до р. Ащимиир простирается по азимуту 330°, а затем несколько отклоняется к северу и приобретает почти северное простирание. Непосредственно в поле плоскости этого дизъюнктивного нарушения наблюдать не удалось из-за плохой вертикальной обнаженности, однако целый ряд косвенных признаков достаточно убедительно показывает наличие надвиговых явлений вдоль этого нарушения.

На всем своем протяжении Коктальский надвиг приводит в соприкосновение разновозрастные отложения, к тому же еще обладающие различными простираниями. Например, в районе р. Кара-Сире доломиты булантинской свиты, падающие в западном направлении под углом 40—50°, контактируют с песчаниками и алевролитами дулыгалинской свиты, падающими в этом же направлении под углом 40°.

В этом месте по отдельным неглубоким ложкам и холмикам удалось откартировать выход поверхности надвига на поверхность рельефа (фиг. 19 и 20, А). В плане—это пологоволнистая линия, каждый изгиб которой зависит от неровностей рельефа. Таким образом, эта линия ведет себя как какой-либо пологопадающий пласт породы, направление падения

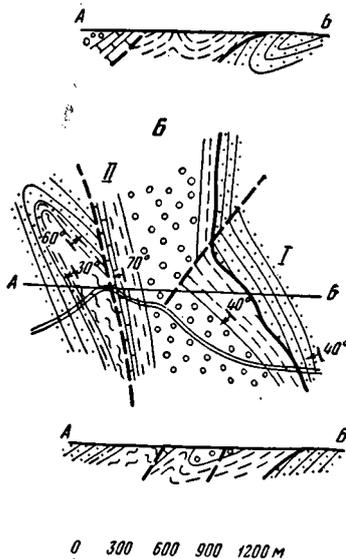
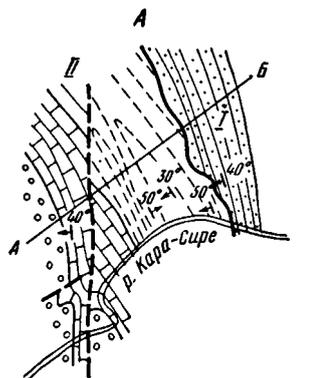
которого устанавливается по пластовым треугольникам. Графическим путем возможно выяснить угол падения этого «пласта». Он оказывается равным всего  $10^\circ$ . Направление падения плоскости надвига ЮЗ  $250^\circ$ . На плотных кварцитовидных песчаниках дулыгалинской свиты четко видны плоскости зеркал скольжения, которые наклонены в том же направлении под углом, изменяющимся от  $8$  до  $35^\circ$ .

Несколько севернее, в бассейне безымянных притоков р. Кара-Сире (фиг. 20, Б), отложения булантинской свиты, падающие в западном направлении под углом  $40^\circ$ , приведены в тектоническое соприкосновение с образованиями дулыгалинской свиты. Ее песчаники и сланцы также падают под углом  $40^\circ$  на запад. Однако простирания нижнекем-



Фиг. 19. Проекция линии Коктальского надвига на поверхность рельефа. Правый берег р. Кара-Сире. 1 — песчаники дулыгалинской свиты; Булантинская свита: 2 — доломиты; 3 — кремнисто-углистые сланцы; 4 — проекция линии Коктальского надвига; 5 — элементы залегания пород; 6 — горизонталь рельефа

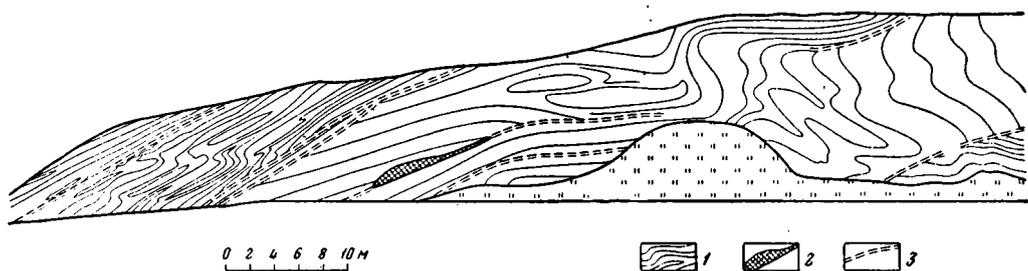
брийских и карадокских пород здесь различны: породы булантинской свиты простираются в северо-западном направлении по азимуту  $310^\circ$ , а отложения дулыгалинской свиты простираются сначала по азимуту  $350^\circ$ , а затем  $320^\circ$  на северо-запад.



Фиг. 20. Характер сочленения Бозингенского (I) и Курайлы-Карааддырского (II) блоков на р. Кара-Сире (А) и в бассейне ее безымянных северных притоков (Б).

Дулыгалинская свита: 1 — песчаники и алевролиты; 2 — зеленые и малиновые алевролиты; 3 — кремнистые сланцы карасуйской свиты; 4 — конгломераты байконурской свиты; 5 — известняки и алевролиты курайлинской свиты; 6 — кремнистые сланцы булантинской свиты; 7 — надвиг; 8 — сбросы; 9 — элементы залегания пород

Немного севернее, на р. Коктал, вдоль Коктальского разрывного нарушения, также приведены в соприкосновение образования булантинской и дулыгалинской свит. Здесь вновь породы дулыгалинской свиты падают под отложения булантинской свиты. Это обстоятельство в свое время было отмечено и Л. И. Боровиковым (1955, стр. 61): «... по р. Коктал, отчетливо видно, что сланцы и песчаники нижней дулыгалинской свиты имеют общее падение ЗЮЗ 220—240° под углом 30—40°, которое выдерживается на протяжении почти одного километра вкост простираения по правому берегу р. Коктал, к востоку от Джусалинского тракта».



Фиг. 21. Серия надвигов в известняках ащимиірской свиты в зоне пограничной Коктальскому надвигу; р. Курайлы.

1 — слоистость в известняках; 2 — брекчированные известняки; 3 — поверхности надвигов

Аналогичная картина наблюдается и в более северных районах. Здесь, так же как и на юге, вдоль Коктальского надвига приведены в соприкосновение различные по возрасту породы. С запада от надвига — это доландейльские образования, а с востока — песчаники и сланцы дулыгалинской свиты. Терригенные отложения дулыгалинской свиты всюду падают в западном направлении, т. е. под более древние отложения, развитые в пределах Курайлы-Караадырского блока. Так, например, на р. Байконур породы дулыгалинской свиты падают под углом 60° и перекрываются горизонтально лежащими известняками ащимиірской свиты; на р. Ащилысай песчаники и сланцы дулыгалинской свиты под углом 45° наклонены под сильно смятые образования коктальской свиты; на р. Курайлы песчаники лландейло-карадока также падают на запад под углом 60° под отложения коктальской свиты.

В пределах Курайлы-Караадырского блока, в зоне, пограничной Коктальскому надвигу, часто наблюдаются складки, осевые плоскости которых опрокинуты в восточном направлении. В этой же зоне часто наблюдается система чешуйчатых надвигов, амплитуда которых никогда не выходит за пределы мощности свиты. Так, например, на р. Курайлы (фиг. 21) в известняках ащимиірской свиты прекрасно видна серия чешуй, разделенных зонами рассланцованных и брекчированных пород, плоскости которых падают в западном направлении.

Совокупность всех вышеперечисленных геологических наблюдений (пологоволнистая проекция разрывного нарушения, опрокидывание осевых плоскостей складок в восточном направлении как в надвинутом, так и в подвинутом крыле, серия чешуйчатых надвигов в надвинутом крыле), по всей видимости, говорит о том, что Коктальское разрывное нарушение является надвигом.

Зона этого надвига на местности выглядит неодинаково. Так, например, на севере, на реках Ащилысай, Лакбайсай, Северной и Курайлы, вдоль линий надвига все породы рассланцованы, брекчированы, окварцованы и ожелезнены. В этой зоне, обычно имеющей ширину 50—100 м, широким распространением пользуются кварцевые жилы. На юге же района, на

реках Ащимиир, Коктал и Кара-Сире, вышеописанные явления вдоль линии Коктальского надвига полностью отсутствуют и надвиг выражен как участок соприкосновения разновозрастных пород.

Как уже об этом говорилось ранее, к северу от р. Байконур граница Бозингенского и Курайлы-Караадырского блоков проходит вдоль края моноклинали, сложенной песчаниково-алевролитовыми отложениями дулыгалинской свиты. Эта тектоническая форма расположена непосредственно на продолжении линии Коктальского надвига. К западу от нее располагается область моноклинали падающих к западу образований Курайлы-Караадырского блока, а к востоку — система сложных складок, характерная для Бозингенского блока.

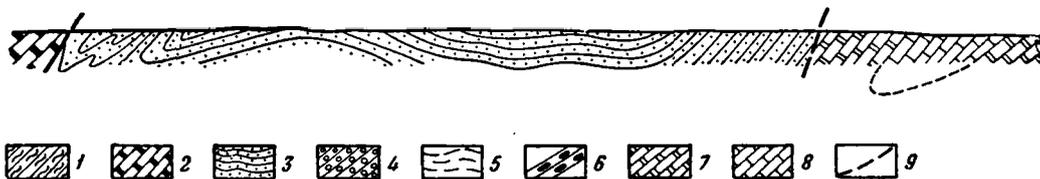
Внутреннее строение описываемого блока достаточно сложно. Характер тектонических дислокаций внутри него может быть показан на примере строения разреза р. Кара-Сире (фиг. 22).

В контакте с кремнистыми породами булантинской свиты, залегающей в западном крыле антиклинальной складки, находящейся еще в пределах Коксу-Жалтауского блока, находятся базальные конгломераты дулыгалинской свиты. Они падают в западно-юго-западном направлении по азимуту  $240^\circ$ , под углом  $70^\circ$ . Далее к западу, на расстояние 2,5 км прослеживается зона моноклинали залегания пород дулыгалинской свиты. Здесь все породы наклонены в западно-юго-западном направлении под крутым углом, изменяющимся от  $65$  до  $70^\circ$ . Возможно, что эта моноклинали является ложной. Однако небольшая амплитуда вертикального среза правого берега р. Кара-Сире не позволяет увидеть замков складок, которые при наличии ложной моноклинали должны быть запрокинуты на восток.

Далее к западу отложения дулыгалинской свиты смяты в ряд просто построенных крутых антиклинальных и синклиналиных складок, в крыльях которых породы падают в соответствующую сторону под углом  $60$ — $70^\circ$ . В плане эти складки имеют вытянутую линейную форму с превышением длины складки над шириной в  $10$ — $15$  раз. Шарниры их очень полого погружаются в северном и южном направлении. После этой зоны крутых складок наблюдается быстрое выполаживание пластов и породы среднего — верхнего ордовика образуют ряд пологоволнистых складок, углы падения в крыльях которых не превышают  $30^\circ$ . Зона складок с вышеописанным строением прослеживается на расстояние около  $1200$  м. Затем породы приобретают восточные падения и на расстоянии  $400$  м падают на восток по азимуту  $60^\circ$ , под углом  $50^\circ$ . С резким угловым несогласием на ордовикские породы ложатся образования каменноугольной системы. В контакте с ордовикскими породами базальные конгломераты карбона падают в западном направлении под углом  $30^\circ$ . Далее к западу на расстоянии  $1,5$  км непрерывно прослеживаются турнейские известняки, падающие на запад. Угол падения этих пород по мере прослеживания их вдоль р. Кара-Сире постепенно увеличивается и достигает  $55^\circ$ . В западном контакте с породами дулыгалинской свиты, которые падают на запад по азимуту  $340^\circ$  под углом  $80$ — $85^\circ$ , известняки турнейского яруса падают в том же направлении, но под углом  $50^\circ$ . Таким образом, нижнепалеозойские породы, по всей видимости, под крутым углом надвинуты на среднепалеозойские образования.

Сами известняки образуют складку, запрокинутую на восток, так как при общем западном падении пород в центральной части поля распространения каменноугольных отложений находятся среднетурнейские, а по бортам — нижнетурнейские образования.

К западу от надвига, ограничивающего с запада каменноугольные известняки, вновь обнажаются породы дулыгалинской свиты. На расстоянии около  $600$  м они падают моноклиналино в западно-юго-западном направлении сначала под углом  $45^\circ$ , а в конце этого интервала под углом



Фиг. 22. Профиль

Булантинская свита: 1 — кремнистые сланцы; 2 — известняки и доломиты. Дулыгалинская свита: лилового цвета; 6 — конгломераты нижнего турне; 7 — окремненные известняк

25°. Затем падение пластов постепенно еще более выполаживается и породы приобретают пологие восточные падения. Ширина этой синклинали в размахе крыльев — около 2 км. Затем намечается антиклинальный перегиб пластов. В восточном крыле этой антиклинали породы падают на восток под углом 20°, а в западном — на запад под углом 15°. Далее к западу породы очень быстро приобретают крутые западные падения, образуя ряд опрокинутых на восток складок. Замки этих складок удалось наблюдать в обрывах правого берега р. Кара-Сире. Затем падение песчаников и алевролитов дулыгалинской свиты вновь выполаживается. Сохраняя те же западные падения, они падают уже под углом 20°. Все эти явления происходят на интервале в 900 м, считая к западу от вышеописанного ядра антиклинальной складки. Далее к западу породы среднего — верхнего ордовика вдоль линии Коктальского надвига контактируют с нижнекембрийскими породами Курайлы-Караадырского блока.

Строение этого участка показано на фиг. 22. Таким образом, в разрезе р. Кара-Сире намечаются следующие особенности.

1. В целом устанавливаются две крупные синклинали, разделенные антиклинальным перегибом. К этому антиклинальному перегибу приурочена синклиналь, выполненная турнейскими образованиями.

2. Выделенные синклинали осложнены серией более мелких складок.

В восточной синклинали (до каменноугольных известняков) напряженность складчатых деформаций значительно большая, нежели в западной. Для нее характерны крутые залегания пород, многочисленные складки с крутыми крыльями и т. д. Напряженность складчатых форм несколько уменьшается в центральной части восточной синклинали. Для западной синклинали (к западу от известняков) характерны пологие, слегка волнистые, иногда коробчатые складки, осложняющиеся только возле Коктальского надвига.

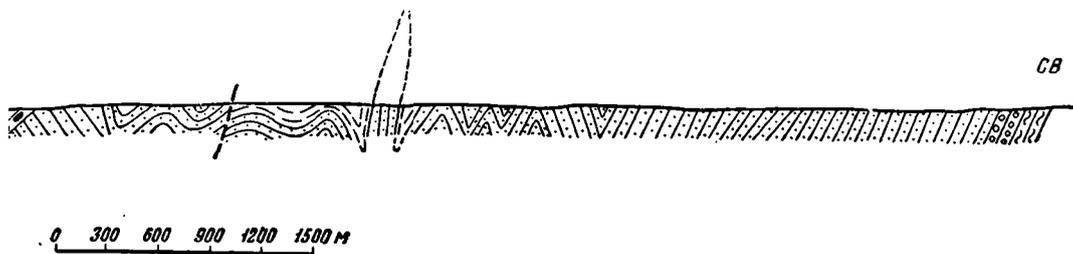
3. В зоне Коктальского надвига (к востоку от него) породы дулыгалинской свиты запрокинуты на восток.

4. Синклиналь, выполненная каменноугольными отложениями, запрокинута на восток и с запада оборвана разрывным нарушением, носящим характер надвига.

Являются ли вышеописанные особенности строения разреза р. Кара-Сире индивидуальными или имеют общее значение для какой-то площади Бозингенского блока?

В отдельных, наиболее хорошо обнаженных разрезах Бозингенского блока удалось выяснить следующее.

В пределах восточной части Бозингенского блока, на всем его протяжении все складки имеют удлиненную стреловидную форму с крутопадающими крыльями. Особенно хорошо видна форма этих складок в плане, когда в ядрах антиклинальных складок обнажаются более древние породы.



по р. Кара-Сире.

3 — переслаивание песчаников и алевролитов; 4 — мелкогалечные конгломераты; 5 — алевролиты нижнего турне; 6 — и известняки среднего турне; 9 — разрывные нарушения

Такие складки встречены в районе сопок Керегетас (к северу от р. Байконур), в верхнем течении рек Курайлы и Ащимиир. В ядрах их всюду обнажаются породы терескенсайской свиты. Длина складок в 10—15 раз больше ширины. Аналогичные складки удалось наблюдать и в породах дулыгалинской свиты по рекам Бозинген, Ащимиир, Байконур.

Довольно спокойный характер складчатости в пределах западной части Бозингенского блока отмечается также и в районе среднего течения р. Ащимиир. Здесь все породы дулыгалинской свиты смяты в ряд коробчатых, овальных, иногда узких веретеновидных складок с крутоныряющими шарнирами. Такая же морфология складок в общем типична и для более северных районов. Например, на р. Ащилысай в восточной части Бозингенского блока на расстоянии в 2 км отмечаются две антиклинальные и две синклинальные складки. Углы падения в крыльях этих структур, однако, более крутые и достигают 60—70°.

Довольно простая форма складок наблюдается и севернее, на реках Жидели-Узень и Ащилы (фиг. 23).

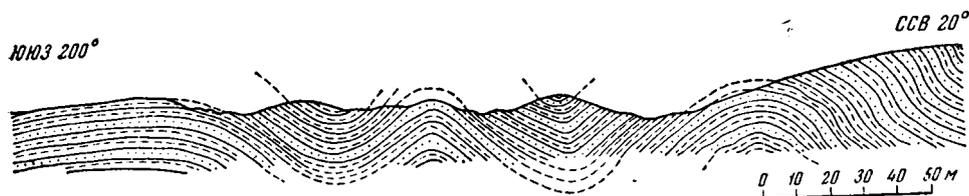
Таким образом, анализируя весь имеющийся фактический материал по морфологии складок Бозингенской зоны, можно прийти к выводу, что для восточной ее части характерны узкие, сжатые складки с крутыми углами падения в крыльях, в то время как в западной части преобладают более просто построенные пологие складки, лишь местами обладающие крутыми крыльями.

Перейдем теперь к рассмотрению строения центральной части Бозингенского блока. Как уже об этом говорилось ранее, в разрезе р. Кара-Сире вскрыты каменноугольные известняки. К западу от них породы дулыгалинской свиты падают на запад, а к востоку — на восток, т. е. среди средне-верхнеордовикских отложений намечается как бы антиклинальный перегиб, ядро которого рассечено крупным разрывным нарушением (надвигом), к которому прижата запрокинутая синклиналь каменноугольных известняков.

Непосредственно к югу от р. Кара-Сире, на р. Бозинген, на продолжении этой антиклинали на дневную поверхность выведены кембрийские образования. На востоке — это терескенсайская свита среднего—верхнего кембрия и нижнего ордовика, а на западе — байконурская свита среднего кембрия.

Все эти породы моноклинально падают на запад, причем на востоке углы падения положе (30°), чем на западе (70°). Центральная часть антиклинали разорвана надвигом, вдоль которого породы байконурской свиты надвинуты на породы терескенсайской свиты. На западе складка перекрыта образованиями дулыгалинской свиты, падающими на запад, а на востоке оборвана разрывным нарушением, приводящим в соприкосновение отложения терескенсайской свиты с каменноугольными породами. Образования этой системы прослеживаются непрерывной полосой в районе

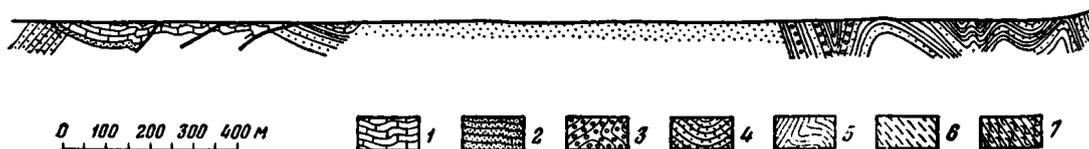
р. Бозинген от р. Кара-Сире. К востоку от синклинали, выполненной турнейскими породами, так же как и на р. Кара-Сире, обнажаются песчаники и сланцы дулыгалинской свиты. Эти породы, как и на р. Кара-Сире, падают в восточном направлении под углом  $50^\circ$ . Таким образом, и на р. Бозинген среди пород дулыгалинской свиты намечается антиклинальный перегиб, который прослеживается далеко на север вдоль центральной части Бозингенского блока. Он встречен на реках Ащимиир, Ащильсай, Коксу и Ащилы. Всюду в его ядре выходят отложения терескенсайской свиты.



Фиг. 23. Характер складчатости в песчаниках и алевролитах дулыгалинской свиты. Правый берег р. Ащилы (по Боровикову, 1955).

Как мы видели ранее, при описании разрезов рек Кара-Сире и Бозинген, вдоль ядра этой складки располагается крупное разрывное нарушение, которое я в дальнейшем буду называть Бозингенским надвигом. Этот надвиг прослеживается вдоль центральной части Бозингенского блока — от р. Бозинген на юге вплоть до пос. Байконур на севере. К Бозингенскому надвигу прижат ряд синклиналей, выполненных турнейскими и иногда фаменскими образованиями. Все эти синклинали имеют узкую линейную форму и в зоне надвига осложнены узкими линейными складками, простирающие которых четко совпадает с простираем Бозингенского надвига. Если надвиг проходит вдоль западного борта такой синклинали, то в этом случае ордовикские образования оказываются надвинутыми на турнейские или фаменские породы (см. фиг. 22). Если же эти последние образования лежат к западу от надвига, то они, в свою очередь, надвинуты на породы дулыгалинской свиты (фиг. 24). Интересно, что к Бозингенскому надвигу приурочен и юрский грабен, расположенный в районе пос. Байконур. Однако никаких явлений надвигания пород дулыгалинской свиты на юрские угленосные отложения не наблюдается.

Простираение осей узких складок, осложняющих строение Бозингенского блока, совпадает с направлением простираения Коктальского и Бозингенского надвигов. Действительно, в южной части Бозингенского блока и Бозингенский и Коктальский надвиги простираются на северо-запад по азимуту  $320-330^\circ$ . В таком же направлении простираются и оси складок в породах дулыгалинской свиты. На р. Ащимиир Бозингенский и Коктальский надвиги имеют простираение  $350^\circ$ . Аналогично прости-



Фиг. 24. Геологический профиль через восточную часть  
1 — известняки турнейского яруса; 2 — красноцветные песчаники нижнего турне (фамена), Дулы-  
Курайлинская свита; 6 — красные

раются и оси складок. На р. Ащилысай простирание надвигов и осей складок меридиональное. Направление простираний кливажа также целиком совпадает с направлением надвигов и осей складок. В южной части Бозингенского блока его направление СЗ 330—340°, в районе рек Курайлы и Ащилысай — меридиональное, а к северу от р. Байконур — ССВ 10°. Повсеместно его плоскости падают в западном направлении под углом 65—85°. Иногда наблюдаются вертикальные залегающие кливажа. А. В. Волиным также отмечалось повсеместное крутое западное падение кливажа и повсеместное ориентирование его простирания в пределах ЮЗ 340°—СВ 10°.

В современной геологической литературе принято связывать во времени образование тектонического кливажа и складок. Узкие линейные складки вышеописанного типа обычно связываются с наличием тангенциальных сжатий в пределах какой-либо зоны. Эти тангенциальные сжатия в Бозингенском блоке четко проявляют себя в виде надвигов. Тогда образование надвигов, узких линейных складок и кливажа является одновременным процессом. Однако вдоль надвигов наблюдается повсеместное надвижение ордовикских пород на каменноугольные. По всей видимости, и узкие линейные складки и кливаж возникли в послетурнейское время. В этой связи становится очень любопытным взаимоотношение мелких складок и кливажа с наложенными каменноугольными мульдами. Оказывается, что на р. Ащимиир узкие складки, осложняющие образования дулыгалинской свиты в западном крыле описанной выше крупной антиклинали, находящейся в центре Бозингенского блока, продолжают и в каменноугольные отложения. Кливаж также сечет одинаково и ордовикские и каменноугольные породы (фиг. 25).

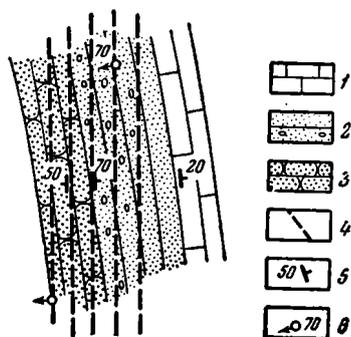
Если сделанные выводы о возрасте складчатости в пределах Бозингенского блока являются правильными, то угловые и азимутальные несогласия между герцинским и каледонским комплексами пород в Бозингенском блоке должны отсутствовать. Азимутальных несогласий действительно нигде не наблюдается. Однако угловые несогласия имеются и довольно значительные (см. фиг. 22 и 24). Как мы знаем, нижнекаменноугольные отложения расположены вдоль ядра крупной антиклинальной складки, устанавливаемой в средне-верхнеордовикских отложениях. Из факта имеющегося углового несогласия может быть только один вывод: крупная антиклиналь в центре Бозингенского блока возникла раньше, чем узкие линейные складки. В этой связи интересно вспомнить, что в центре Бозингенского блока наблюдается некоторое угрубление осадков дулыгалинской свиты.

В заключение описания структуры Бозингенского блока следует остановиться еще на одном типе дислокаций, имеющем широкое распространение в породах байконурской свиты на р. Бозинген. Этот очень своеобразный тип деформированной слоистости наблюдался мною в нижней пачке доломитов. Эти деформации настолько похожи на подводно-оползневые дислокации в саткинской свите рифейского разреза Урала, что их описание И. И. Белостоцким (1955) может быть целиком использовано при



Бозингенского блока; р. Ащимиир.

галинская свита: 3 — мелкогалечные конгломераты; 4 — песчаники; 5 — алевролиты и аргиллиты, алевролиты; 7 — яшмы.



Фиг. 25. Взаимоотношение кливажа со слоистостью. Правый берег р. Ащимиир.

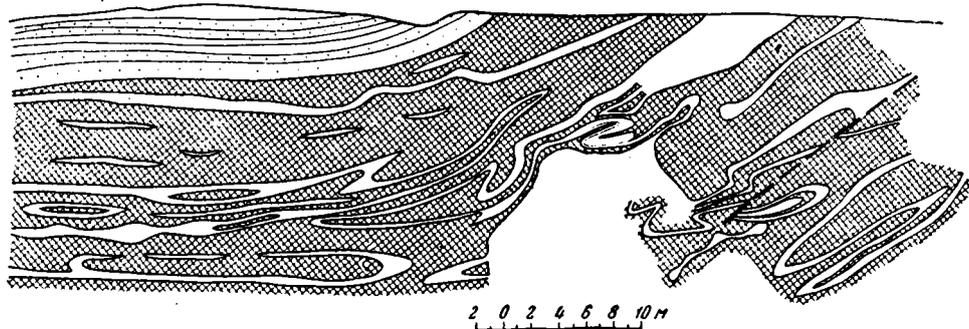
1 — известняки нижнего турне; 2 — красноцветные песчаники нижнего турне (или фамена?); 3 — песчаники дульгалинской свиты; 4 — простираения кливажа; 5 — углы падения пород; 6 — углы падения кливажа

В вышележащей пачке переслаивания песчаников, алевролитов и доломитов подводно-оползневые дислокации выявляются еще четче и масштабнее (фиг. 26).

Весь изложенный материал по внутреннему строению Бозингенского блока позволяет сделать следующие выводы.

1. Внутри Бозингенского блока на всем его протяжении выделяются три крупные структуры: две синклинали и разделяющая их узкая антиклиналь.

2. Каменноугольные мульды располагаются вдоль ядра этой антиклинали.



Фиг. 26. Подводно-оползневые дислокации в доломитах (белое), песчаниках (точки) и алевролитах (темное) байконурской свиты р. Бозинген

3. Все эти крупные структуры осложнены узкими линейными складками, возникшими одновременно с крупными надвигами и кливажом.

4. Время образования надвигов, узких линейных складок и кливажа — послетурнейское.

### Курайлы-Караадырский блок

Курайлы-Караадырский блок расположен в центральной части Байконурского синклинория и протягивается в меридиональном направлении от нижнего течения р. Ащилы на севере до р. Кара-Сире на юге. В плане

эта тектоническая форма имеет вид постепенно суживающегося на юг клина с острым углом в вершине. Ширина этого «клина» в районе среднего течения р. Сюре-Сай — 25 км, в районе р. Курайлы — 20 км, на р. Кара-Сире — 2 км. С севера, до широты р. Ащимиир, блок имеет меридиональное простирание, а к югу от нее приобретает юго-юго-восточное направление. В строении Курайлы-Караадырского блока участвуют все свиты нижнепалеозойского разреза Улутау, за исключением жалтауской и улутауской свит нижнего кембрия, которые не вскрыты в современном эрозионном срезе. В пределах этой же тектонической формы расположена Булантинская наложенная мульда, выполненная девонскими образованиями. Породы этой системы занимают значительную область в западной части Курайлы-Караадырского блока.

Восточная граница Курайлы-Караадырского блока была описана ранее, при описании Бозингенского блока. Как мы помним, в южной части района она проходит вдоль Коктальского надвига, а на севере — вдоль восточного края крутой моноклинали, разделяющей две области с резко различным характером складчатых деформаций.

Севернее р. Киякты, а также в районе р. Ащилы верхнеордовикские образования Курайлы-Караадырского блока перекрываются мезо-кайнозойскими отложениями. Южным ограничением описываемого блока служит сброс северо-восточного простирания, отделяющий Курайлы-Караадырский блок от Бозингенского.

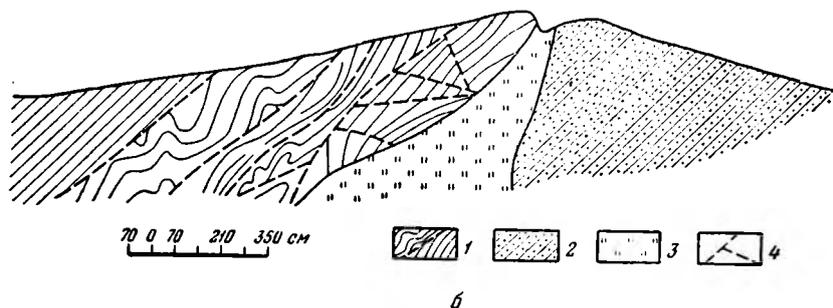
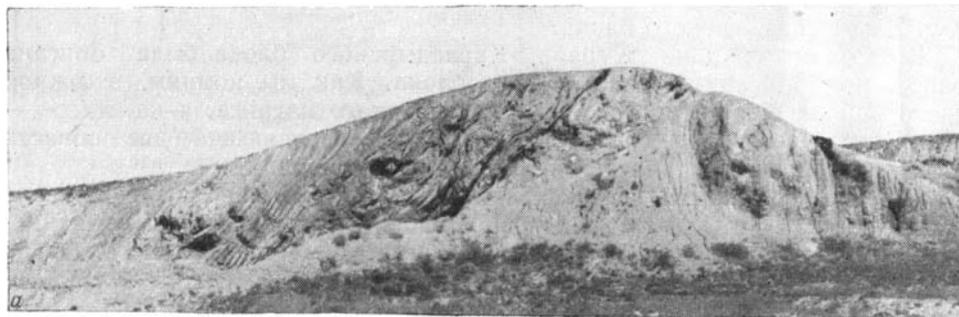
Западной границей Курайлы-Караадырского блока является Кияктинский надвиг, вдоль которого нижнепалеозойские образования Киякты-Булантинского блока надвинуты на породы Курайлы-Караадырского блока. Этот надвиг прослежен на расстояние 80 км от среднего течения р. Киякты на севере вплоть до нижнего течения р. Кара-Сире на юге. В плане линия этого надвига имеет пологоволнистый вид. На севере он образует слегка выпуклую к западу дугу, затем в районе р. Джымыки немного выгибается к востоку. Еще южнее, в районе р. Буланты, след плоскости Кияктинского надвига вновь образует дугу, направленную выпуклой частью на запад. Южнее р. Буланты он простирается почти прямолинейно по азимуту  $320^{\circ}$  СЗ.

Плоскости этого разрывного нарушения нами нигде не наблюдались. Однако в среднем течении р. Киякты, в 3 км к востоку от хозяйства Медь-продснаба, удалось увидеть следующую картину (фиг. 27). В пределах Киякты-Булантинского блока кремнистые сланцы и красные яшмы терескенсайской свиты образуют серию чешуй, надвинутых друг на друга в восточном направлении. Плоскости надвигов, разделяющих эти чешуи, падают в западном направлении под углом  $35-40^{\circ}$ .

Породы терескенсайской свиты иногда смяты в ряд сложных складок, система которых не выходит за пределы чешуи. Эти складки осложнены мелкими разрывными нарушениями. После задернованного участка, ширина которого 70 см, обнажаются породы дулыгалинской свиты, лежащие уже в пределах западной части Курайлы-Караадырского блока. Они падают в западном направлении под углом  $35^{\circ}$ , т. е. под образования терескенсайской свиты. По всей видимости, вдоль задернованного участка проходит плоскость надвига, которая падает также в западном направлении под углом  $35-40^{\circ}$ .

Повсеместное опрокидывание на восток разновозрастных образований, слагающих западную часть Курайлы-Караадырского блока, прослеживается далеко на юг. Так, например, в районе верхнего течения р. Терескенсай девонские образования, залегающие в западном крыле Булантинской наложенной мульды, падают на запад под углом  $45^{\circ}$ , т. е. под отложения байконурской и терескенсайской свит, находящихся в пределах Киякты-Булантинского блока. В среднем течении р. Буланты, в районе пересечения зоной надвига долины реки, породы терескенсайской свиты падают

в западном направлении под углом  $55^\circ$ . Эти породы залегают в восточном крыле антиклинальной складки, в ядре которой выходят конгломераты байконурской свиты. Таким образом, эта антиклинальная складка, находящаяся в пределах Киякты-Булантинского блока, опрокинута в восточном направлении. Кремнистые сланцы терескенсайской свиты контактируют с красноцветными песчаниками и мелкогалечными конгломератами девонского возраста, залегающими в западном крыле Булантинской наложенной мульды. Эти породы также падают в западном направлении под углом  $15-40^\circ$ .



Фиг. 27. Серия чешуйчатых надвигов в зоне Кияктинского надвига р. Киякты. Слева — кремнистые сланцы и яшмы терескенсайской свиты, справа — песчаники дулыгалинской свиты.

а — панорама обнажения; б — зарисовка обнажения  
1 — кремнистые сланцы и яшмы; 2 — песчаники; 3 — осыпь; 4 — разрывные нарушения

Таким образом, вдоль линии Кияктинского надвига наблюдается повсеместное опрокидывание окружающих его разновозрастных образований в восточном направлении. В пределах надвинутого крыла устанавливается серия чешуйчатых надвигов. В этом отношении характеристика Кияктинского надвига очень близка к таковой Коктальской.

На протяжении от р. Киякты до р. Буланты это разрывное нарушение проявляется на местности узкой зоной сильно передробленных и каолинизированных пород. Ширина этой зоны не превышает  $1-2$  м. На р. Буланты и к югу от нее — это более широкая зона, имеющая ширину от  $50$  до  $100$  м. В этом же районе к Кияктинскому надвигу приурочено большое количество кварцевых жил.

При прослеживании этого надвига с севера на юг выясняется следующее обстоятельство: стратиграфический интервал нижнепалеозойских пород, приведенных в тектоническое соприкосновение Кияктинским надвигом, закономерно изменяется с севера на юг. Так, например, на р. Киякты — это терескенсайская свита в поднятом и надвинутом крыле

и средняя часть дулыгалинской свиты в опущенном крыле; на р. Джымыки — байконурская свита среднего кембрия на западе и средняя или нижняя часть дулыгалинской свиты на востоке; на крайнем юге (р. Кара-Сире) — байконурская свита на западе и курайлинская свита на востоке. Изменение стратиграфического интервала происходит за счет появления все более и более древних пород в пределах Курайлы-Караадырского блока. В пределах Киякты-Булантинского блока никакой закономерности в смене стратиграфических комплексов с севера на юг не наблюдается. Как в районе р. Киякты, так и в районе р. Кара-Сире обнажены байконурская и терескенсайская свиты.

Внутреннее строение Курайлы-Караадырского блока достаточно сложно и не может быть показано на примере строения одного какого-либо участка, как это было возможно при характеристике Бозингенского блока. Морфология складчатых форм, развитых в пределах Курайлы-Караадырского блока, сходна с морфологией дислокаций последнего, но в то же время обладает рядом специфических черт. Поэтому при описании структуры Курайлы-Караадырского блока отдельно будут рассмотрены две области, несколько отличающиеся друг от друга. Первая из них расположена к северу от р. Курайлы, а вторая — к югу от этой реки.

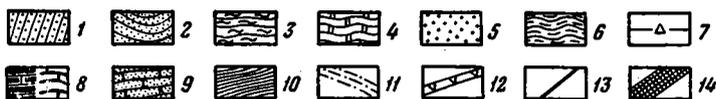
### *Северная часть Курайлы-Караадырского блока*

Один из наиболее интересных разрезов нижнепалеозойских образований вскрыт на юге этой области, вдоль правого берега р. Курайлы (фиг. 28). С него мы и начнем описание северной части Курайлы-Караадырского блока. Немного южнее устья р. Курайлы, на правом берегу р. Буланты, обнажаются сероцветные песчаники девонского возраста, залегающие в восточном крыле Булантинской наложенной мульды. Они круто, под углом  $80^\circ$  падают в юго-западном направлении. Девонские образования контактируют с конгломератами байконурской свиты, выходы которых непрерывно прослеживаются вдоль правого берега р. Буланты на расстоянии 600 м. Никаких элементов слоистости в «тиллитоподобных» конгломератах обнаружить не удалось. После этого интервала вскрыты кремнисто-углистые сланцы кокतालской свиты, образующие узкую синклинальную складку, восточное крыло которой опрокинуто в западном направлении. Породы в этом крыле падают на восток под углом  $70^\circ$ , т. е. под отложения байконурской свиты.

Далее к востоку после выходов пород кокतालской свиты «тиллито-подобные» конгломераты байконурской свиты непрерывно прослеживаются на расстоянии около 1400 м. Элементы залегания внутри них обнаружить не удалось. В контакте с образованиями курайлинской свиты, сменяющими конгломераты байконурской свиты, «тиллито-подобные» породы падают в западном направлении под углом, колеблющимся от  $40^\circ$  до  $70^\circ$ . Далее к востоку на расстояние около 4800 м непрерывно прослеживается карбонатно-песчаниково-сланцевый разрез курайлинской свиты. Образования нижнего кембрия в этом интервале слагают пологую моноклиналь, наклоненную в западном направлении. Для пород, слагающих эту моноклиналь, характерны пологие западные углы падения, колеблющиеся от  $5^\circ$  до  $25-30^\circ$ . Лишь иногда в пределах узких зон, каждая из которых имеет ширину от 250 до 300 м, углы падения в породах курайлинской свиты достигают  $70-80^\circ$ . Таким образом, эти зоны являются как бы флексурами внутри единой моноклинали. При прохождении вышеописанного разреза встречено всего две такие флексуры. Наиболее крутой является самая западная флексура, прослеженная в отложениях курайлинской и байконурской свит. Зоны флексур нередко осложнены меридионально простирающимися разрывными нарушениями и дайками габброидных базальтов. Известняки и песчаники курайлинской свиты по простираению



250 0 250 500 750 1000 м



Фиг. 28. Геологический профиль вдоль

1 — песчаники девонского возраста; 2 — песчаники и алевролиты дулыгалинской свиты; 3 — крем-  
контальской свиты. Байконурская свита: 5 — «тиллитоподобные» конгломераты; 7 — алевролиты,  
11 — углистые алевролиты; 12 — тела габбро-диабазов; 13 — разрывные

смяты в серию пологоволнистых складок небольшой амплитуды. В крайнем восточном выходе пород курайлинской свиты наблюдается перегиб пластов, и здесь ее образования падают в восточном направлении на расстоянии 100 м, под углом 15—20°. В этом же направлении и под таким же углом падают и образования нижней части байконурской свиты. Интересно отметить, что в этом месте конгломераты байконурской свиты залегают на самую верхнюю пачку разреза курайлинской свиты по р. Курайлы. Эта пачка по разрывному нарушению, проходящему к западу от нее, контактирует с наиболее древними образованиями нижнего кембрия, известными в описываемом разрезе р. Курайлы.

Конгломераты байконурской свиты прослеживаются в восточном направлении на расстояние около 2500 м. Никакой слоистости, а в связи с этим и элементов залегания пород на этом интервале обнаружить не удалось. После меридионально ориентированного разрывного нарушения обнажаются породы коктальской свиты, которые падают в северном направлении под углом 45°. Выходы пород коктальской свиты прослежены на расстоянии около 600 м. Затем после широкого задернованного лога, на левом берегу которого находится зимовка, непосредственно на простирании пород коктальской свиты обнажаются кремнистые сланцы и яшмы карасуирской свиты. Эти породы также падают в северном направлении под углом 40°. Очевидно, вдоль лога проходит меридионально ориентированный сброс, приводящий в соприкосновение породы среднего кембрия и нижнего ордовика. Кремнистые образования средней подсвиты карасуирской свиты на расстояние около 1 км простираются в общем в широтном направлении и падают к северу под углом, колеблющимся от 40 до 15°. При прослеживании этих пород вдоль правого берега р. Курайлы видно, что они дают ряд пологоволнистых перегибов, поперечных к простираанию пород. В конце этого интервала наблюдается постепенный поворот простираания пород в южном направлении. Возле первой крутой излучины р. Курайлы, считая к востоку от вышеупомянутой зимовки, породы карасуирской свиты приобретают северо-северо-западное простираание и падают на СВ 50°, под углом 30—40°. Здесь образования карасуирской свиты сменяются породами дулыгалинской свиты, которые прослеживаются на расстояние около 450 м. Эти породы дают четкую синклиналиную складку. В западном крыле мелкозернистые песчаники и алевролиты дулыгалинской свиты падают в восточном направлении под углом 30—40°, а в восточном крыле — на запад под углом 60—70°. В области центриклинального замыкания песчаники и алевролиты падают на север под углом 15°.

Восточное крыло этой складки оборвано сбросом, простирающимся в северо-северо-западном направлении. К востоку от этого сброса вновь обнажены кремнистые образования карасуирской свиты, падающие в северном направлении. Эти породы, в общем, в широтном направлении



правого берега р. Курайлы.

нистые образования карасуирской свиты; 4 — известняки ащимиурской свиты; 6 — углистые сланцы с включениями галек. Курайлинская свита: 8 — известняки; 9 — песчаники; 10 — алевролиты; нарушения; 14 — зона интенсивного окварцевания и брекчирования пород

простираются на расстояние около 500 м и образуют ряд изгибов вдоль простирания. Преобладающий угол наклона 25—40°. Иногда в областях, поперечных к простиранию складок, яшмы карасуирской свиты падают под углом 50—65° в восточном или западном направлениях. В конце этого 500-метрового интервала вновь прослежено меридионально простирающееся разрывное нарушение, вдоль которого приведены в соприкосновение образования карасуирской свиты (на западе) с породами ащимиурской свиты (на востоке). Обнажающиеся далее к востоку кремнисто-глинистые сланцы карасуирской свиты простираются в восточно-юго-восточном направлении и сменяются кремнистыми сланцами и яшмами верхней части карасуирской свиты. Все эти образования прослеживаются на расстояние 850 м и падают в северном или северо-восточном направлении под углом 25—40°. После меридионально ориентированного разрывного нарушения обнажаются меридионально простирающиеся породы дулыгалинской свиты. Они дают отчетливую синклиналиную складку, в западном крыле которой породы падают на восток и северо-восток под углом 40°, в восточном крыле — на запад под углом 60—70°, а в области центриклинального замыкания — на север под углом 40°.

На востоке вышеописанная синклиналь сменяется нормально построенной моноклиналью (или восточным крылом синклинали), сложенной породами карасуирской, ащимиурской и кокतालской свит. Для восточной части этого крыла характерны углы падения на запад с величиной 25—30°, а в западной части преобладают углы наклона в 60—70°. Все отложения в этом крыле осложнены серией надвигов, часть которых показана на фиг. 21. Образования кокतालской свиты в крайнем восточном выходе образуют опрокинутую на восток антиклиналиную складку. Восточнее выходов кокतालской свиты прослежена зона интенсивно окварцованных, ожелезненных и брекчированных пород шириной около 100 м. Именно здесь проходит Кокतालский надвиг, отделяющий Курайлы-Караадырский блок от Бозингенского. К востоку от зоны надвига обнажаются песчаники дулыгалинской свиты, падающие на запад под углом 35°.

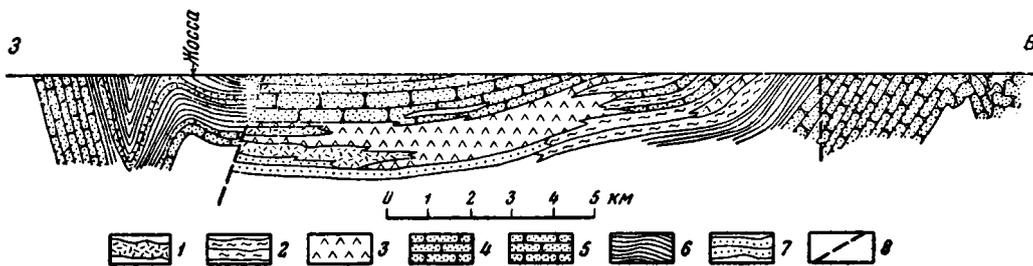
Заканчивая описание разреза р. Курайлы, можно отметить следующие особенности его строения.

1. В нижнепалеозойских образованиях выделяются две крупные синклиналиные складки, западная из которых мною названа Сюресай-Байконурской, а восточная — Каргалы-Байконурской. Эти синклинали разделяются антиклиналиной складкой, которая в дальнейшем будет называться Жоссинской.

2. Западная синклиналь четко устанавливается по выходам пород байконурской и кокतालской свит. Восточная синклиналь построена более сложно и образована породами среднего — верхнего кембрия и нижнего — среднего ордовика. В целом область выходов нижнепалео-

зойских образований к востоку от пород курайлинской свиты может быть рассмотрена как южное центриклинальное замыкание Каргалы-Байконурской синклинали. Эта центриклиналь осложнена рядом складок и разрывных нарушений.

3. Антиклинальное ядро, сложенное породами курайлинской свиты, внутри не обладает антиклинальным строением. Это моноклиналь, наклоненная в западном направлении, в которой самые древние слои находятся почти в крайней восточной ее части. Моноклиналь осложнена флексурами, вдоль которых происходит резкое увеличение углов наклона пород.



Фиг. 29. Геологический профиль в районе рек Сюресай, Жосса и Шоллак.

1 — переслаивание туфобрекчий, туфопесчаников и порфиритов; преобладают туфобрекчи; 2 — витрокластические туфы порфиритов; 3 — порфириты и их туфы; 4 — песчаники; 5 — песчаники и алевролиты с известняковыми конкрециями; 6 — алевролиты; 7 — мелкозернистые песчаники; 8 — разрывные нарушения.

Такого рода структуры могут быть названы антиклиналями только в связи с тем, что они со всех сторон окружаются более молодыми породами. Для внутреннего же их строения характерно полное отсутствие равновеликих антиклинальных крыльев с древними породами в самом центре антиклинали.

4. Интересно отметить еще одно любопытное обстоятельство: резкое увеличение углов наклона пород зачастую происходит не беспорядочно, а закономерно на контакте со свитами, имеющими довольно значительные мощности. Так, например, резкое изменение углов падения в курайлинской свите (до  $70^\circ$ ) происходит в контакте с байконурской свитой. Такое же резкое изменение крутизны наклона слоев происходит на контакте карасуирской и дулыгалинской свит. Подобная закономерность отсутствует при переходе от коктальской свиты к ачимиирской и от ачимиирской свиты к карасуирской.

Рассмотрим еще один разрез нижнепалеозойских образований, расположенный в более северной области, а именно в районе рек Сюресай, Жосса и Шоллак.

На широте развалин Мурзагуль, на р. Сюресай мелкогалечные конгломераты, песчаники и алевролиты дулыгалинской свиты под крутым углом, изменяющимся от  $70$  до  $80^\circ$ , падают в восточном направлении. Эта область крутых восточных падений в дулыгалинской свите прослеживается далее на восток на расстоянии 4 км. В конце этого интервала породы дулыгалинской свиты сменяются образованиями каргалинской свиты, которые падают в контакте с песчаниками дулыгалинской свиты на восток под углом  $80^\circ$  (фиг. 29). Эта область крутых восточных падений в породах каргалинской свиты прослежена в восточном направлении еще на расстояние 1 км. Затем наблюдается обратный перегиб пластов, и образования каргалинской свиты начинают падать в западном направлении под углом  $60$ — $70^\circ$ . Таким образом, в песчаниках и сланцах каргалинской свиты

прослеживается узкая сжатая синклиналь, в крыльях которой породы под крутым углом падают навстречу друг другу. Восточное крыло синклинали прослеживается на расстояние около 1 км, после чего крутые западные падения сменяются на восточные. Следовательно, в этом месте намечается антиклинальная складка, в ядре которой по р. Жоссе выходят породы верхней подсвиты дулыгалинской свиты. В западном крыле антиклинали все породы падают на запад под углом 70—80°, а в восточном — на восток под углом 25—30°. Восточное крыло антиклинали прослеживается на восток на расстояние около 3 км. Здесь все породы дулыгалинской свиты падают в восточном направлении под углом 25—30°. Восточное крыло антиклинали расчленено крупным сбросом. Это разрывное нарушение отмечается на местности как зона стыка разных по составу пород, к тому же еще обладающих различными элементами залегания. Так, например, в описываемом пересечении песчаники и алевролитовые сланцы, находящиеся к западу от сброса, падают в северо-восточном направлении по азимуту 60°, под углом 25°. Туфопесчаники и порфириды, находящиеся к востоку от разрывного нарушения, падают также в северо-восточном направлении, но по азимуту 35° и под углом 10°.

Восточное продолжение этого разреза выясняется при изучении разреза р. Шоллак. Здесь, к востоку от вышеописанного сброса (см. фиг. 29), азимут падения туфобрекчий каргалинской свиты ЮЗ 225°, под углом 10°. При прослеживании их разреза в восточном направлении туфобрекчий приобретает сначала южные, а затем юго-восточные падения. Углы падения остаются по-прежнему пологими и колеблются от 5 до 10°. В породах каргалинской свиты прослежен синклинальный перегиб, в ядре которого породы лежат горизонтально, а в крыльях падают навстречу друг другу под углом 5°. После синклинали все образования каргалинской свиты на расстоянии 9 км моноклинально падают на запад. Угол падения в различных вулканогенных и осадочных образованиях изменяется в пределах 10—20°. На расстоянии 500 м наблюдается резкое увеличение крутизны наклонов пород от 20 до 50°. Далее к востоку угол падения в образованиях дулыгалинской свиты достигает 80°. На правом берегу р. Дулыгалы-Жиланчик после меридионально ориентированного сброса обнажаются песчаники дулыгалинской свиты, которые также падают в западном направлении под углом 60—70°. Эта зона крутой моноклинали в породах дулыгалинской свиты прослеживается в восточном направлении еще на расстояние 2 км, после чего наблюдается антиклинальный перегиб пластов. Далее к востоку, вдоль правого берега р. Дулыгалы-Узень, наблюдается сложная система складок, характерная для Бозингенского блока.

Таким образом, в описанном пересечении Курайлы-Караадырского блока выделяются следующие тектонические формы (с запада на восток): узкая линейная синклиналь, обладающая очень крутыми крыльями, антиклиналь с крутым западным и пологим восточным крылом и очень просто построенная блюдцевидная синклиналь. Восточное крыло этой синклинали по приближению к Бозингенскому блоку на коротком расстоянии становится очень крутым и переходит в крутую моноклинали в восточной части Курайлы-Караадырского блока.

Следовательно, в описанном выше разрезе выделяется такое же количество складок, что и в разрезе по р. Курайлы. Более того, все вышеописанные тектонические формы обладают одинаковой структурой. Действительно, западная синклиналь обладает очень крутыми крыльями (так же, как и на р. Курайлы), западное крыло антиклинали крутое, а восточное пологое (так же, как и на р. Курайлы), восточная синклиналь имеет в общем пологие крылья (так же, как и на р. Курайлы).

При прослеживании всех выделенных в разных разрезах складок по простирацию оказывается, что их оси полностью совпадают (фиг. 30).

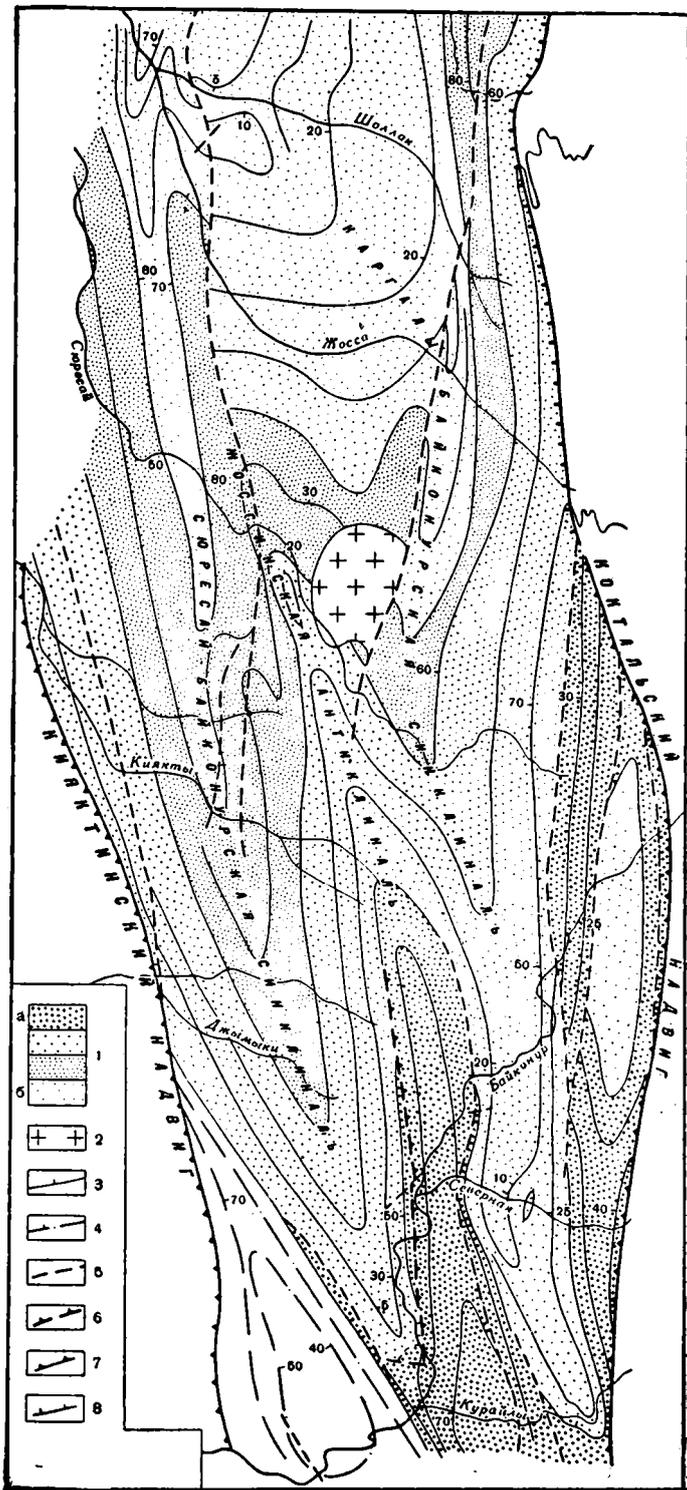
Таким образом, прослеженные в разных разрезах дислокации прекрасно увязываются между собой и могут быть выделены как единые структурные формы. Как уже об этом говорилось ранее, западная синклиналь мною названа Сюресай-Байконурской, антиклиналь — Жоссинской, восточная синклиналь — Каргалы-Байконурской. Каждая из этих складок обладает рядом специфических черт строения, характерных только для нее. Перейдем теперь к конкретному описанию складок.

Сюресай-Байконурская синклиналь прослежена от района верхнего течения р. Жоссы до р. Курайлы на расстояние 80 км. В общем плане она имеет вид постепенно суживающегося на юг клина с острым углом в вершине. В южном же направлении воздымается шарнир Сюресай-Байконурской синклинали, что обнаруживается по появлению все более и более древних пород в ядре и бортах складки. Строение ее на всем этом протяжении одинаково: породы в крыльях складки круто падают к центру синклинали. Причем с севера на юг наблюдается постепенное выполаживание углов наклона пород в крыльях синклинали. Так, например, в западном крыле, в районе р. Жоссы, угол падения в песчаниках дулыгалинской свиты редко бывает менее  $80^\circ$ . На реках Киякты и Сюресай угол наклона пород достигает  $50-60^\circ$ , а в районе нижнего течения р. Байконур выполаживается до  $20-30^\circ$ .

Аналогичное явление наблюдается и в пределах восточного крыла. Здесь также происходит постепенное выполаживание пород от  $70-80^\circ$  в районе р. Жоссы до  $40-50^\circ$  в районе р. Байконур. На водораздельных пространствах по аэрофотоснимкам часто удается заметить центриклинальные замыкания, прослеживающиеся по отдельным горизонтам песчаников. В плане эти участки центриклиналей имеют вид клина с очень острым углом в вершине. Вершины таких «клиньев» ориентированы в юго-юго-восточном направлении. Такую же форму имеет и центриклинальное замыкание Сюресай-Байконурской синклинали, четко прослеживающееся по подошве коктальской свиты к югу от р. Курайлы.

Жоссинская антиклиналь сопрягается на западе с Сюресай-Байконурской синклиналью. Шарнир антиклинали полого воздымается к югу, на что указывает появление все более и более древних свит в ее ядре. Так, например, в районе р. Шоллак обнажаются породы каргалинской свиты, на р. Жоссе — образования верхней подсвиты дулыгалинской свиты, на р. Сюресай — нижней подсвиты дулыгалинской свиты, на р. Байконур — коктальской и байконурской свит, а на р. Курайлы — отложения курайлинской свиты. В районе среднего течения р. Сюресай шарнир Жоссинской антиклинали испытывает местное поднятие, что обнаруживается по появлению пород карасуирской свиты в ядре складки. Эти образования со всех сторон окружены отложениями дулыгалинской свиты. На всем протяжении западное крыло Жоссинской антиклинали очень крутое, а восточное крыло, смежное с Каргалы-Байконурской синклиналью, — довольно пологое. При прослеживании с севера на юг западного крыла Жоссинской антиклинали выясняется, что углы наклона пород в крыле постепенно выполаживаются. Кроме того, наблюдается постепенное увеличение углов падения пород по направлению от ядра антиклинали к области крыльев смежных синклиналей. Так, например, в западном крыле Жоссинской антиклинали на р. Жоссе породы падают на запад под углом  $70^\circ$ .

На правом берегу р. Сюресай происходит изменение углов падения пород от  $25^\circ$  в районе ядра складки до  $70-80^\circ$  в крыле антиклинали. На правом берегу р. Байконур в этом же направлении происходит увеличение углов наклона пород от  $30$  до  $60^\circ$ . На р. Курайлы полого падающие на запад известняки курайлинской свиты в крыле складки приобретают угол наклона  $50-70^\circ$  (см. фиг. 28).



Фиг. 30. Структура центральной части Курайлы-Карадырского блока.  
 1 — наиболее поднятые (а) и наиболее погруженные (б) участки складок; 2 — гранодиориты; 3 — элементы простираения и падения нижнепалеозойских пород; 4 — элементы простираения и падения девонских пород; 5 — сбросы; 6 — локальные надвиги (треугольники в сторону падения плоскости надвига); 7 — региональные надвиги; 8 — флексуры

В районе р. Байконур западное крыло Жоссинской антиклинали осложнено надвигом, простирающимся на расстояние 12 км. Плоскость этого надвига удалось наблюдать в 4 км севернее устья р. Курайлы. Здесь, на правом берегу сухого лога, впадающего в р. Байконур с востока, в тектоническое соприкосновение приведены известняки ащимиурской свиты и кремнистые породы карасуирской свиты. Известняки ащимиурской свиты смяты в ряд сложных опрокинутых и оборванных небольшими сбросами складок. Отдельные слои известняков выклиниваются по простиранию, образуют линзовидные и волнистые прослои. В целом известняки слагают сложно смятый пакет, надвинутый на кремнистые сланцы и яшмы средней части карасуирской свиты. Плоскость этого надвига падает в восточном направлении. Угол падения ее около  $40^\circ$ .

Необходимо отметить, что опрокидывание пород на запад в западном крыле Жоссинской антиклинали и в смежном с нею крыле Сюресай-Байконурской синклинали наблюдается не только в нижнем течении р. Байконур. Аналогичные явления наблюдались нами и на р. Сюресай, где породы верхней подсвиты дулыгалинской свиты и нижней части каргалинской свиты на расстоянии около 1 км оказываются опрокинутыми на запад и падают в восточном направлении под углом  $80-85^\circ$ , что может создать ложную картину о последовательности пород в этом разрезе.

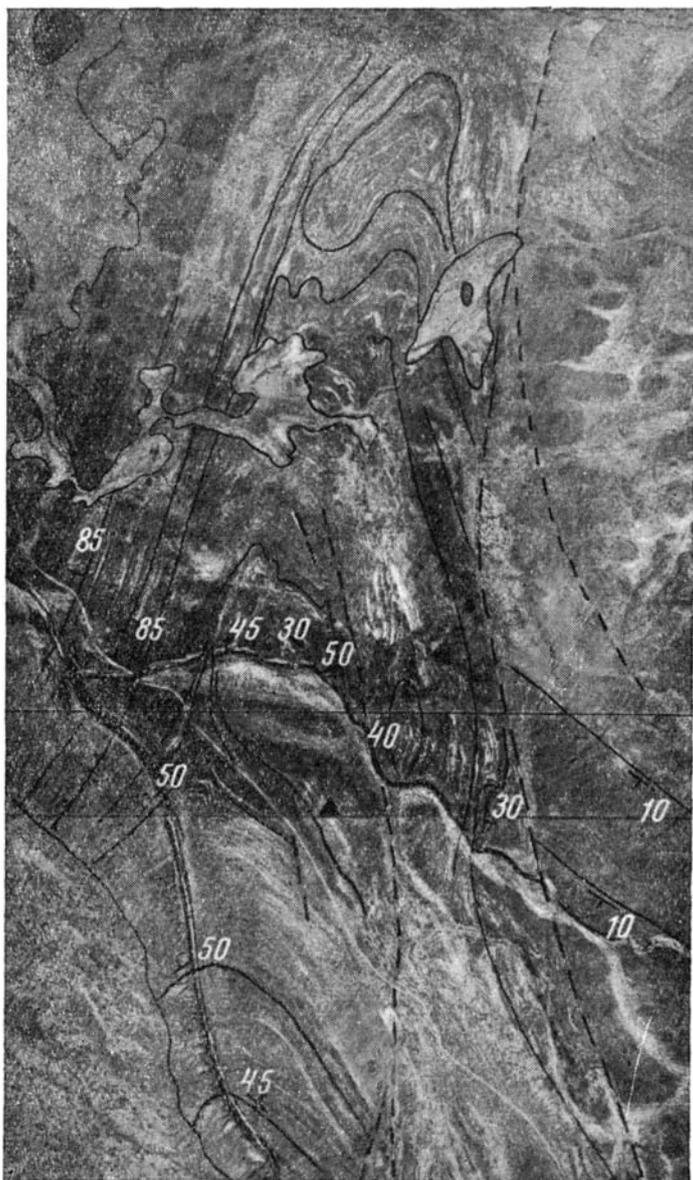
Перейдем затем к описанию периклиналильного погружения и восточного крыла Жоссинской антиклинали. Область периклиналильного погружения Жоссинской антиклинали была изучена нами в районе слияния рек Жосса и Шоллак. Здесь при прослеживании восточного крыла Жоссинской антиклинали с юга на север устанавливается постепенное увеличение крутизны падения пород каргалинской свиты. В 1,5 км к югу от р. Шоллак ее песчаники падают в северо-восточном направлении под углом  $60^\circ$ . Осевая плоскость складки в этом месте меняет свое северо-северо-западное простирание на северо-северо-восточное (фиг. 31).

Западное крыло Жоссинской антиклинали простирается здесь в северо-северо-восточном направлении и сохраняет свои крутые западные падения. Нередко породы каргалинской свиты в западном крыле Жоссинской антиклинали оказываются запрокинутыми под углом  $80^\circ$  на запад или стоят на головах. В восточном крыле этой складки породы образуют ряд кулисообразно сменяющих друг друга антиклиналей, оси которых простираются в северо-северо-западном направлении, т. е. параллельно оси Жоссинской антиклинали.

Эти дополнительные антиклинальные складки, развитые на периклиналильном погружении Жоссинской антиклинали, обладают неправильными очертаниями и разделяются узкими синклинальными пережимами, имеющими лапчатообразную форму.

Восточное крыло Жоссинской антиклинали здесь оборвано сбросом, который я называю Шоллакским. В плане Шоллакский сброс имеет пологоволнистые очертания при общем меридиональном простирании. При прослеживании на юг это разрывное нарушение под острым углом сечет простирания пород восточного крыла Жоссинской антиклинали, постепенно приближаясь к ее ядру. На р. Сюресай Шоллакский сброс пересекает ее ядро и к югу от этой реки уже располагается в пределах западного крыла Жоссинской антиклинали. Восточное крыло Жоссинской антиклинали и смежное с ним западное крыло Каргалы-Байконурской синклинали на всем протяжении построено одинаково. Всюду в его пределах все породы полого падают в восточном направлении. Так, например, на р. Жоссе угол падения пород дулыгалинской и каргалинской свит не превышает  $25-30^\circ$ . Такой же угол падения наблюдается и на р. Сюресай.

В районе р. Байконур, к северу от устья р. Северной, кремнистые сланцы кокतालской свиты падают на восток под углом 3—5°. Базальные яшмы кокतालской свиты при общем таком же направлении падения дают ряд пологоволнистых складок. Вышележащие кремнисто-углистые



Фиг. 31. Строение восточного крыла и периклиналильного погружения Жоссинской антиклинали в районе слияния рек Жосса и Шоллак. Пунктирными линиями показаны зоны разломов

сланцы часто по простиранию осложнены серией флексурных перегибов, в которых наблюдаются довольно сложные мелкие складки. Абсолютно так же в этом районе залегают известняки ащимиурской свиты и кремнистые породы карасуирской свиты. Как уже об этом говорилось ранее

(см. фиг. 28), и на р. Курайлы породы в восточном крыле Жоссинской антиклинали в общем полого падают на восток.

Восточное крыло Жоссинской антиклинали оборвано сбросом, прослеженным на расстояние 20 км. Этот сброс на юге, на р. Курайлы, ограничивает с востока моноклираль, сложенную породами курайлинской свиты (см. фиг. 28), а в районе устья р. Северной и далее к северу, на левом берегу р. Байконур, разделяет области распространения кембрийских и ордовикских пород. В зоне этого сброса происходит локальное увеличение углов наклона пород до 60—70°. К западу и к востоку от этого сброса породы лежат почти горизонтально (см. выше).

Таким образом, и в пределах восточного крыла Жоссинской антиклинали происходит постепенное выполаживание наклона пород по направлению с севера на юг.

Интересно подчеркнуть еще одно обстоятельство. Как мы видели ранее (см. фиг. 28), наиболее древние породы, выходящие в ядре Жоссинской антиклинали на р. Курайлы, не обладают антиклинальным залеганием пород. Породы курайлинской свиты образуют здесь довольно просто построенную моноклираль. Подобной картины в более молодых нижнепалеозойских же отложениях не наблюдается. Наоборот, образования кокतालской, ащимиурской, карасуирской, дулыгалинской и каргалинской свит всюду падают в стороны от ядра складки и тем самым прекрасно подчеркивают ее антиклинальное строение.

К а р г а л ы - Б а й к о н у р с к а я с и н к л и н а л ь прослежена с севера, от р. Шоллак, на юг, до р. Курайлы, на расстояние в 75 км. В плане Каргалы-Байконурская синклираль имеет клиновидную форму, наиболее широкая часть которой расположена в районе р. Шоллак. На этой реке ее ширина в размахе крыльев — 12 км, на р. Северной — 5, а на р. Курайлы, в области ее центриклинального замыкания, — 3 км. По плану своего строения Каргалы-Байконурская синклираль в общем похожа на Сюресай-Байконурскую синклираль. Шарнир Каргалы-Байконурской синклинали, так же как и в вышеописанных складках, очень полого воздымается в южном направлении.

Западное крыло Каргалы-Байконурской синклинали, смежное с восточным крылом Жоссинской антиклинали, характеризуется очень пологими углами падений. Об этом уже говорилось выше, при описании восточного крыла Жоссинской антиклинали. Также очень полого залегают породы в ядре Каргалы-Байконурской синклинали. В бассейне р. Шоллак северная часть складки имеет вид крупной брахисинклинали. Западное крыло ее оборвано Шоллакским сбросом. Углы падения в крыльях синклинали не превышают 10—15° и очень редко достигают 20°. При приближении к центральной части складки падения пород еще более выполаживаются и равны 3—5°. В ядре складки туфо- и лавобрекчии каргалинской свиты лежат горизонтально (см. фиг. 14 и 29). Такое строение Каргалы-Байконурская синклираль сохраняет вплоть до междуречья рек Жосса и Сюресай. Немного севернее р. Сюресай южное продолжение этой брахиформной синклинали имеет вид языка, направленного своим выступом в южном направлении. Породы в крыльях этой части складки падают навстречу друг другу под углом 35—40°.

В 5 км к северу от устья р. Северной, к востоку от сброса, осложняющего восточное крыло Жоссинской антиклинали, обнажаются породы дулыгалинской свиты, падающие в северо-восточном направлении по азимуту 30°, под углом 20°. В восточном направлении на расстоянии около 1,5 км происходит постепенное выполаживание слоев, и в конце этого интервала образования дулыгалинской свиты лежат горизонтально. Затем наблюдается обратный перегиб пластов и повторение разреза дулыгалинской свиты. Так, на расстоянии около 1 км породы имеют западные падения под углом 25°. Еще через 1 км, считая к северо-востоку вдоль

правого берега р. Байконур, из-под сланцев и песчаников дулыгалинской свиты выступают породы карасуирской свиты, падающие в западном направлении под углом  $30^\circ$ . Здесь эти породы участвуют в строении восточного крыла описываемой синклинали. Далее к востоку крыло складки оборвано сбросом, проходящим в меридиональном направлении вдоль русла р. Байконур. В этом месте в тектоническое соприкосновение приведены черно-зеленые яшмы средней части карасуирской свиты и кремнистые сланцы кокतालской свиты. Несколько севернее отложения карасуирской свиты, под острым углом подходящие к сбросу, целиком им срезаются. В результате этого в районе зимовок колхоза им. Ворошилова в тектоническом контакте находятся породы кокतालской и дулыгалинской свит.

Таким образом, в сечении р. Байконур (к северу от р. Северной) описанная синклиналь имеет очень пологое западное крыло, оборванное сбросом. Восточное крыло также рассечено разрывным нарушением. Пологие углы наклона пород вдоль западного крыла синклинали наблюдаются и в районе, расположенном между двумя вышеописанными разрезами. Так, например, в 1,5 км к северу от устья р. Северной известняки ащимиирской свиты, расположенные к западу от сброса, падают в восточном направлении под углом  $15^\circ$ . Несколько южнее породы карасуирской свиты падают под углом  $3-5^\circ$  к востоку.

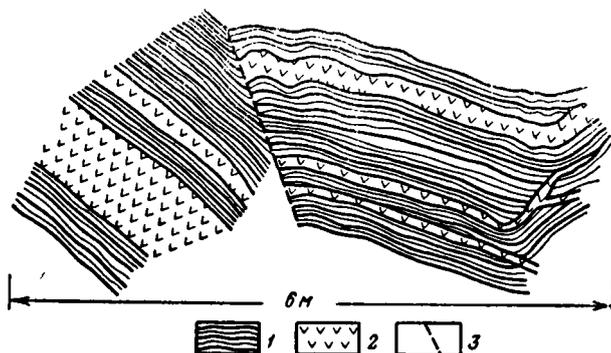
Так же просто построена Каргалы-Байконурская синклиналь и в районе р. Северной. В устье этой реки с отложениями кокतालской свиты, залегающими в восточном крыле Жоссинской антиклинали, по сбросу граничат породы карасуирской свиты. Здесь они падают на ВСВ  $70^\circ$ , под углом  $60^\circ$ . Затем эти породы постепенно сменяются образованиями верхней части карасуирской свиты и дулыгалинской свиты. В районе дороги, идущей в пос. Байконур, песчаники дулыгалинской свиты падают в восточном направлении под углом  $30^\circ$ . В 1 км к востоку от дороги средневерхнеордовикские породы приобретают широтное простирание и падают на север под углом  $10^\circ$ . Еще несколько восточнее песчаники и сланцы дулыгалинской свиты уже падают на запад под углом  $10^\circ$ . Таким образом, в этом месте намечается центриклинальное замыкание, прослеженное по горизонтам песчаников и сланцев дулыгалинской свиты. Далее к востоку вскрыто просто построенное восточное крыло этой синклинали. Из-под отложений дулыгалинской свиты последовательно выступают образования карасуирской, ащимиирской и байконурской свит, падающие в западном направлении по азимуту  $270^\circ$ , под углом  $25-30^\circ$ .

Область центриклинального замыкания Каргалы-Байконурской синклинали была описана нами ранее, при характеристике разреза р. Курайлы. Восточное крыло Каргалы-Байконурской синклинали осложнено серией сбросов и надвигов, простирающихся параллельно линии Кокतालского надвига. Это обстоятельство в некоторой мере затрудняет расшифровку внутреннего строения этого крыла. Однако в ряде мест его строение видно достаточно отчетливо. На р. Дулыгалы-Жиланчик, у истоков р. Сюресай, на роднике Аккудук, на реках Северной и Курайлы восточное крыло Каргалы-Байконурской синклинали представляет собой просто построенную моноклиналь, в которой наиболее древние породы расположены в восточной ее части. На р. Северной и в районе родника Аккудук — это породы байконурской свиты, на р. Курайлы — кокतालской, на р. Дулыгалы-Жиланчик — дулыгалинской свиты. Всюду в западном направлении они последовательно сменяются более молодыми породами. Для восточного крыла Каргалы-Байконурской синклинали характерны те же закономерности, что и для вышеописанных складок: на севере углы падения пород более крутые, чем на юге.

Так, например, на р. Дулыгалы-Жиланчик пласты песчаников дулыгалинской свиты наклонены на запад под углом  $70-80^\circ$ . В районе родника

Аккудук преобладает угол падения пород 45—50°. На р. Северной породы дулыгалинской и кокतालской свит падают на запад под углом 45°, а на р. Курайлы — 25—30°. К западу, по направлению к центру синклинали происходит постепенное выполаживание всех нижнепалеозойских образований.

Заканчивая описание структуры центральной части Курайлы-Карадырского блока, остановимся лишь на некоторых специфических особенностях каждой из выделенных складок.



Фиг. 32. Пластовые тела габбро-диабазов внутри кремнистых сланцев кокतालской свиты; р. Байконур. Зарисовка Н. А. Штрейса.

1 — кремнистые сланцы; 2 — габбро-диабазы; 3 — сброс

В пределах восточного крыла Жоссинской антиклинали широким распространением пользуются небольшие пластовые тела габбро-диабазов. Они встречаются на всем протяжении крыла этой складки от р. Шоллак на севере до р. Курайлы на юге. Эти интрузивные тела наиболее четко могут быть прослежены по обоим берегам р. Байконур, к северу от устья р. Северной. Здесь тела габбро-диабазов большей частью залегают абсолютно согласно с напластованием пород и лишь иногда их апофизы секут слоистость (фиг. 32).

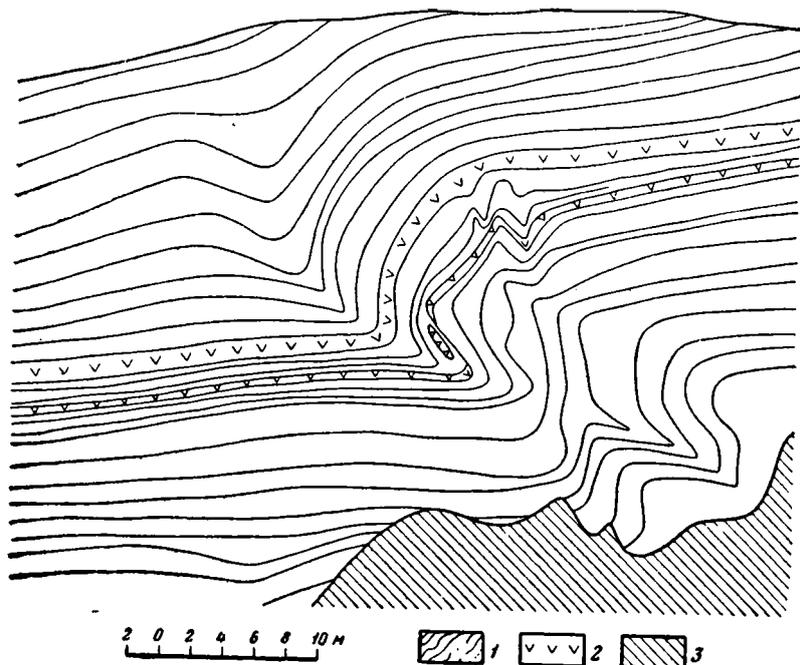
Пластовые тела габбро-диабазов на р. Байконур прорывают отложения кокतालской, ащимиурской и карасуирской свит, на р. Сюресай — породы нижней подсвиты дулыгалинской свиты, а на р. Жоссе — образования верхней подсвиты дулыгалинской свиты и нижнюю часть каргалинской свиты.

Образование складок в пределах восточного борта Жоссинской антиклинали явно произошло после внедрения этих пластовых тел. На это абсолютно ясно указывает их взаимоотношение со складками (фиг. 33).

В районе южного центриклинального замыкания Сюресай-Байконурской синклинали развита чрезвычайно своеобразная система дислокаций, нигде более в районе не наблюдающаяся. На правом берегу р. Байконур, в 2 км к северу от устья р. Курайлы, откартированы три покрова, надвинутых по почти горизонтальной поверхности на алевролиты и песчаники дулыгалинской свиты (фиг. 34).

При картировании удалось наблюдать следующее. В области южного центриклинального замыкания Сюресай-Байконурской синклинали породы дулыгалинской свиты падают навстречу друг другу. В западном крыле этой тектонической формы породы наклонены на северо-восток под углом, колеблющимся от 5 до 15°, а в восточном — на юго-запад под углом 20—30°. Несколько южнее, около сопки, сложенной известняками ащимиурской свиты, алевролиты дулыгалинской свиты простираются абсолютно так же, как и в крыльях синклинали. Северный склон этой

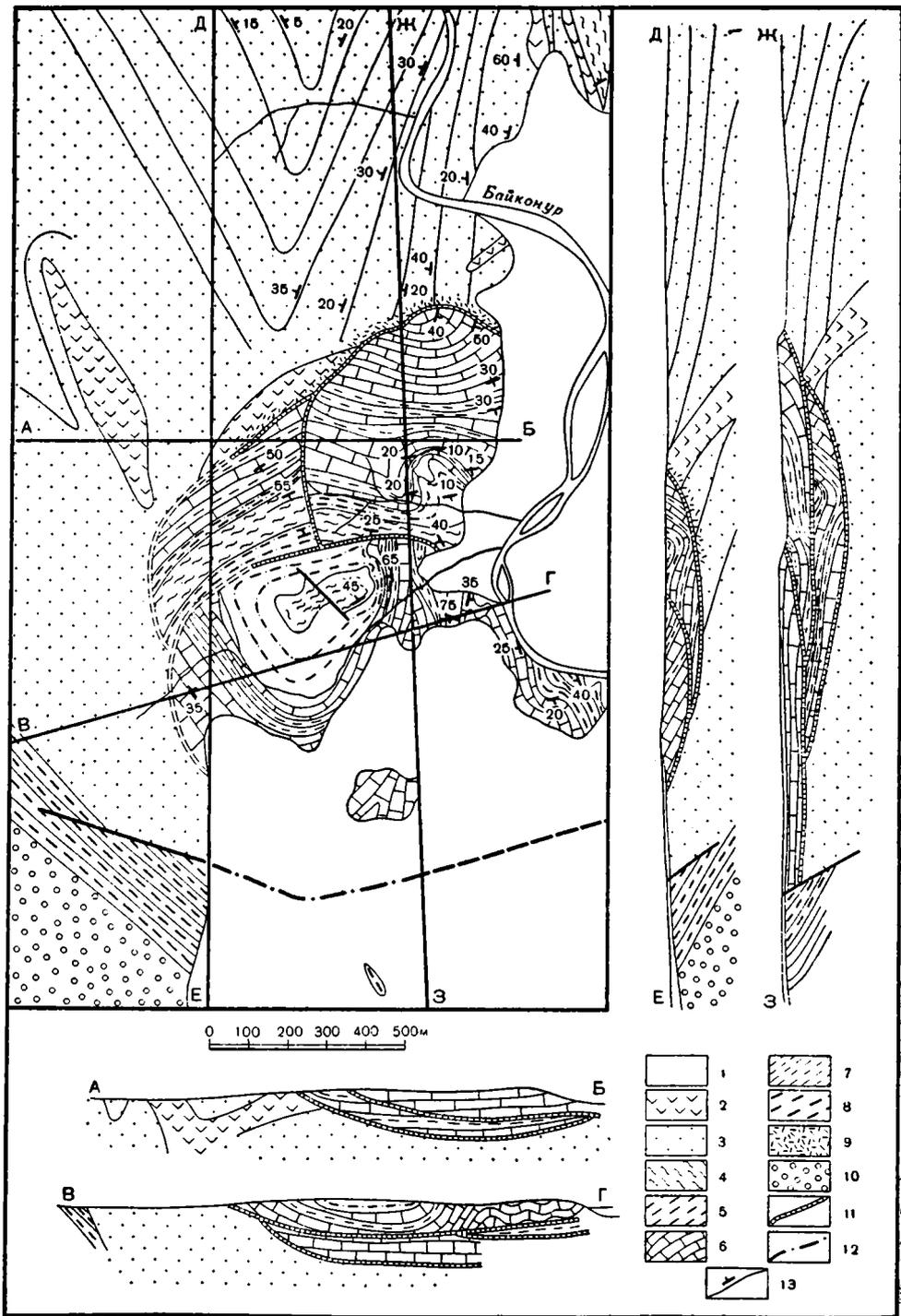
сопки вскрыт тремя канавами, в которых видно, что породы дулыгалинской свиты на расстоянии 2—3 м интенсивно брекчированы и милонитизированы. Никаких следов слоистости, а следовательно, и элементов залегания пород на этом участке обнаружить не удастся. Далее прослеживается зона мощностью около 1 м, в которой обломки



Фиг. 33. Характер взаимоотношения пластовых тел габбро-диабазов со складками в породах кокतालской свиты. Зарисовка обнажения на правом берегу р. Байконур в 4 км к северу от устья р. Северной.

1 — габбро-диабазы; 2 — кремнистые сланцы; 3 — осыпь

алевролитов дулыгалинской свиты как бы сцементированы кварцевым цементом серовато-зеленого цвета. Такой цвет цемента зависит от мельчайших обломков тех же алевролитов, включенных в белый кварц. Эта зона, имеющая вид пласта, очень полого падает на юг. При прослеживании прокварцованных брекчий в западном направлении по их простирианию видно, что они как бы опоясывают среднюю часть склона сопки, подчиняясь малейшим неровностям рельефа, а затем поворачивают на юг, также вдоль ее склона. В зоне поворота «пласта» брекчий из-под него с юго-юго-западным простирианием как бы выныривает еще один аналогичный «пласт». Здесь и те и другие брекчий контактируют с дайкой габбро-диабазов, простирающейся в северо-восточном направлении. Окварцованные брекчий в этом месте переполнены разнообразнейшими обломками габбро-диабазов. На поверхности дайки иногда удается увидеть как бы притертые примазки вышеописанных брекчий, дающих отдельные изолированные поверхности, диаметром 5—10 см. Залегают эти примазки брекчий горизонтально. К югу от зоны брекчий залегают известняки ащимиурской свиты и различные породы карасуирской свиты. Эти породы образуют полого падающую на юг моноклиналь, падения в которой сначала довольно круты (50—40°), а затем более пологи (10° и меньше). Через 600 м к югу от вышеупомянутых брекчий встречена еще одна аналогичная



Фиг. 34. Геологическая карта района нижнего течения р. Байконур.

1 — кайнозойские отложения нерасчлененные; 2 — дайки габбро-диабазов; 3 — песчаники и алевролиты дулыгайинской свиты. Карасуирская свита: 4 — яшмы; 5 — кремнистые аргиллиты и алевролиты. Ацимирская свита: 6 — известняки; 7 — алевролиты; 8 — кремнисто-углистые породы котальской свиты; 9 — брекчированные и милонитизированные породы; 10 — конгломераты Байконурской свиты; 11 — зоны окварцованных брекчий; 12 — разрывные нарушения достоверны и предполагаемые; 13 — элементы залегания пород

зона брекчий, простирающаяся в широтном направлении и также опоясывающая с севера сопку, сложенную породами ащимиурской и карасунрской свит. Вдоль этой зоны происходит сочленение отложений, близких по возрасту, но обладающих резко различными простираниями (см. фиг. 34). На фиг. 34 достаточно подробно показано строение этого участка, поэтому нет надобности его больше описывать. Весь материал говорит о том, что область южного центриклинального замыкания Сюресай-Байконурской синклинали осложнена тремя небольшими покровами, разделенными зонами брекчий, которые полого падают на юг. Относительно самым древним покровом является западный, а самым молодым — южный. Все эти три покрова (или чешуи) залегают или друг на друге, или же на песчаниках и алевролитах дулыгалинской свиты. Часто покровы лежат и на дайке, секущей породы дулыгалинской свиты. Следовательно, покровы образовались после осаждения пород дулыгалинской свиты и внедрения тел габбро-диабазов. Гипотетические профили вкрест и вдоль простирания покровов показаны на фиг. 34. Гипотетическим в этих профилях является лишь глубина погружения отдельных «пластов» брекчий относительно современного эрозионного среза, а следовательно, и вертикальная мощность каждого покрова.

Сопоставляя все вышеперечисленные факты по строению центральной части Курайлы-Караадырского блока, можно сделать следующие выводы.

Для этой области характерным является наличие линейно вытянутых складок, которые могут быть прослежены на многие десятки километров. Напомним, что внутри этих складок наблюдаются вполне закономерные изменения фаций и мощностей верхнекембрийских и ордовикских образований.

Углы наклона пород в крыльях этих тектонических форм закономерно уменьшаются в южном направлении, т. е. в область развития менее мощного нижнепалеозойского разреза.

Углы наклона пород в крыльях Сюресай-Байконурской синклинали значительно более круты, нежели в Каргалы-Байконурской синклинали.

Именно в Сюресай-Байконурской синклинали, в пределах ее восточного крутого крыла наблюдается надвиг, плоскость которого падает на восток. Как мы знаем, плоскости Бозингенского, Кокतालского и Кияктинского надвигов падают на запад, т. е. в обратном направлении. В пределах этой же синклинали наблюдается такое узколокальное явление, как серия тектонических чешуй, залегающих в области ее южного центриклинального замыкания.

В пределах северной части Курайлы-Караадырского блока, в нижнем течении р. Ащилы, строение складок в средне-верхнеордовикских образованиях ничем существенно не отличается от района рек Жосса и Шоллак. Здесь наблюдается ряд крупных просто построенных сопряженных антиклинальных и синклинальных складок, углы падения в крыльях которых редко превышают 20—25°, а центриклинальные и периклиналильные замыкания их обнаруживают падение пород в 2—5° в соответствующие стороны.

### *Южная часть Курайлы-Караадырского блока*

В пределах области, расположенной к югу от р. Курайлы, не наблюдается той стройной системы линейных антиклиналей и синклиналей, которая была встречена нами в пределах центральной и северной частей Курайлы-Караадырского блока. Для этого участка Курайлы-Караадырского блока свойственно наличие довольно просто построенных округлых синклиналей, разделенных широтно ориентированными пережимами.

Одна из таких синклиналей расположена в нижнем течении рек Ащимиир и Коктал. Крылья этой тектонической формы сложены породами кокतालской, ащимиирской и карасуирской свит, а ядро выполнено образованиями дулыгалинской свиты. В целом эта синклиналь имеет округлую форму с падением пород в крыльях  $20\text{--}30^\circ$ . Западное крыло складки оборвано разрывным нарушением, вдоль которого приведены в соприкосновение породы нижнего палеозоя и девона. Эта сравнительно простая картина строения синклинали осложняется в зоне, пограничной Кокतालскому надвигу, и в контакте с вышеупомянутым разрывным нарушением. В зоне Кокतालского надвига в образованиях кокतालской свиты наблюдается серия узких линейных складок, углы падения в крыльях которых достигают  $70^\circ$ . При удалении от этого участка на запад наблюдается очень быстрое выполаживание пород в крыле синклинали. В западной части складки также наблюдается серия фестончатых складок в средневерхнекембрийских и нижнеордовикских отложениях.

Кроме того, в контакте с девонскими песчаниками все нижнепалеозойские отложения оказываются опрокинутыми в восточном направлении и падают на запад под углом  $60\text{--}70^\circ$ .

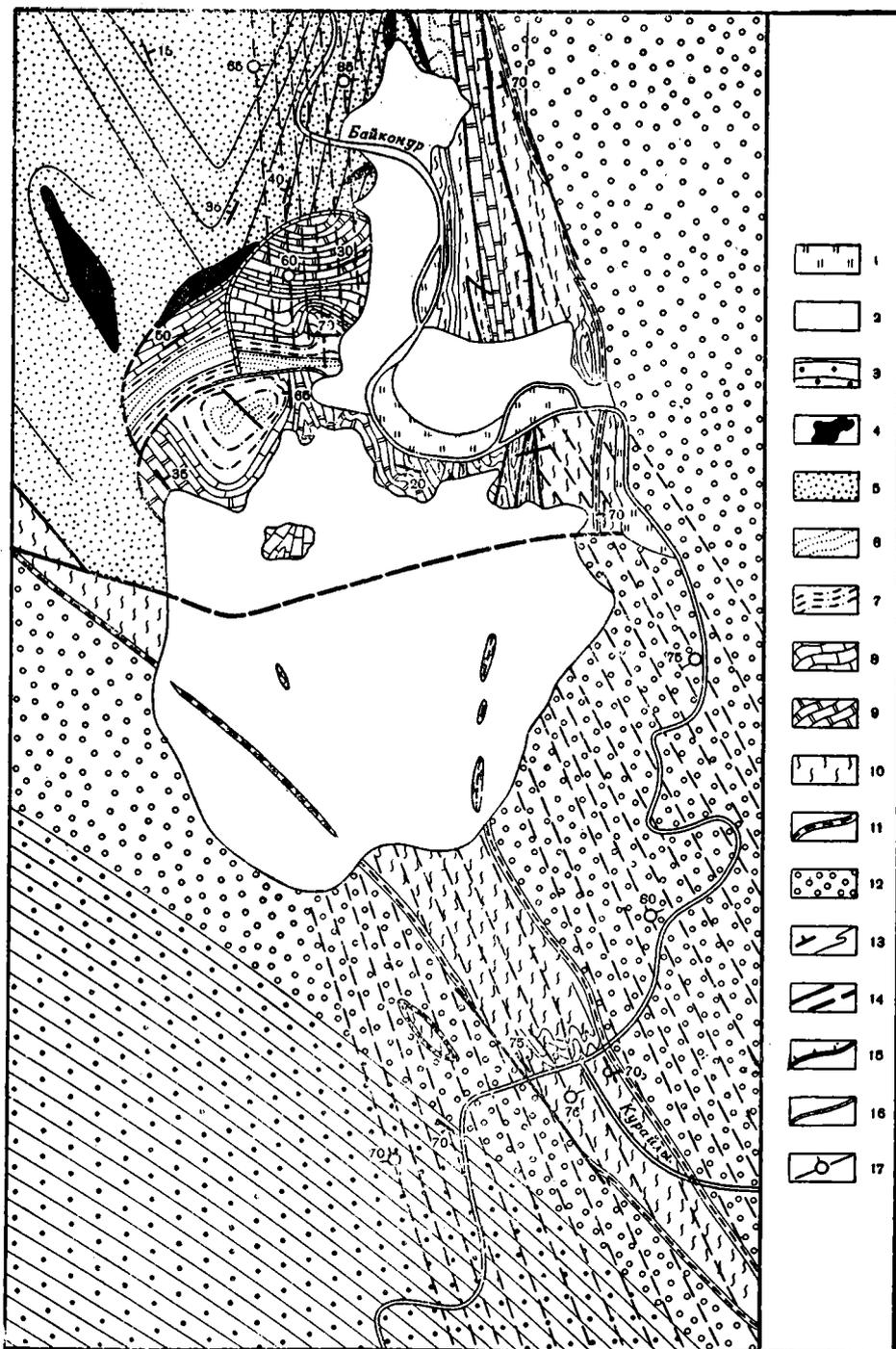
Подобного же типа синклиналь расположена на р. Кара-Сире и в бассейне ее северных притоков. Западное ее крыло осложнено Кияктинским надвигом, а северная часть уничтожена сбросом, имеющим северо-восточное направление. Обе вышеописанные синклинали разделены широким полем выходов пород байконурской свиты.

Необходимо отметить, что в южной части Курайлы-Караадырского блока широким развитием пользуются разрывные нарушения северо-восточного простирания. Подобного типа сбросы не характерны для более северных участков Курайлы-Караадырского блока.

#### *Кливаж и связанные с ним тектонические дислокации*

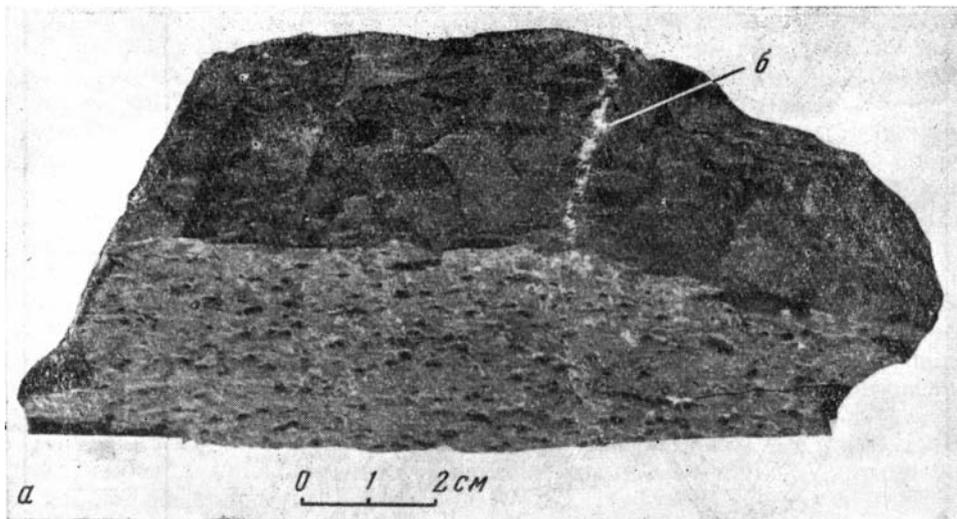
В пределах Курайлы-Караадырского блока, так же как и в Бозингенском блоке, широким распространением пользуются трещины кливажа, рассекающие все отложения, участвующие в строении этой тектонической формы. Наиболее полно это явление было изучено в районе нижнего течения р. Байконур, а также на правом берегу р. Курайлы. Здесь удалось закартировать основные трещины кливажа на протяжении около  $5\text{--}6$  км. При этом выяснилось, что трещины тектонического кливажа обычно формируют систему трех направлений, из которой главной является группа, ориентированная в северном или северо-северо-западном направлении. Эта группа трещин очень четко и повсеместно выражена в породах палеозойского возраста. Ее сопровождают еще две группы трещин, ориентированных в широтном или близком к нему направлении. Эти трещины появляются спорадически и не имеют регионального распространения. В дальнейшем я буду вести речь только о первой группе тектонических трещин.

В нижнем течении р. Байконур, в  $2$  км к северу от устья р. Курайлы, трещины кливажа простираются меридионально и круто падают в восточном направлении под углом  $65\text{--}85^\circ$  (фиг. 35). Увеличение крутизны углов падения плоскостей кливажа происходит в восточном направлении. В районе устья р. Курайлы простирание трещин северо-северо-западное, а падение восточное под углом  $75\text{--}80^\circ$ . К западу и к востоку от района устья р. Курайлы плоскости кливажа падают на запад также под очень крутым углом ( $70\text{--}75^\circ$ ). Чрезвычайно интересно следующее обстоятельство: при прослеживании с севера на юг единая система кливажа последовательно рассекает южное центриклинальное замыкание Сюресай-Байконурской синклинали, серию тектонических чешуй, осложняющих эту центриклиналь, а также восточный борт Булантинской



Фиг. 35. Геологическая карта района нижнего течения р. Байконур.

1 — пойменные отложения; 2 — четвертичные отложения нерасчлененные; 3 — песчаники девонского возраста; 4 — дайки габбро-диабазов; 5 — песчаники и алевролиты дулыгалинской свиты. Карасурская свита: 6 — яшмы; 7 — кремнистые алевролиты. Ащмиирская свита: 8 — переслаивание известняков и алевролитов; 9 — известняки. Коктальская свита: 10 — кремнисто-углистые сланцы; 11 — черные яшмы; 12 — конгломераты байконурской свиты; 13 — элементы залегания пород; 14 — сбросы достоверные и предполагаемые; 15 — надвиги; 16 — зоны окварцованных брекчий; 17 — простирания и углы наклона кливажа



Фиг. 36. Две взаимно перпендикулярные системы стилолитовых швов в кремнисто-углистом сланце кокतालской свиты.

а — стилолитовая поверхность, параллельная слоистости; б — секущая

наложенной мульды, которая сложена песчаниками девонского возраста. Таким образом, время образования этой системы кливажа — последовонское.

В различных породах палеозойского разреза кливаж проявляет себя по-разному. Так, например, в алевролитах и песчаниках дулыгалинской свиты, алевролитах ащимиурской и карасуирской свит и в песчаниках девона наблюдается четкая параллельная система трещин, секущая слоистость под разными углами. В результате все вышеперечисленные породы образуют плитчатую или стрелчатую щебенку, которая слагает мощные осыпи по склонам холмов. В плотных известняках ащимиурской свиты трещины кливажа менее заметны. Пластовая поверхность известняков как бы покрыта густой сетью борозд и морщин, простирающие которых четко совпадает с простираем кливажа. Интересно отметить, что никакого течения вещества в вышеописанных нижнепалеозойских породах не наблюдается. Остатки беззамковых брахиопод полностью сохраняют свою форму и мельчайшие детали строения раковины. Также абсолютно целы сингенетичные кристаллы кальцита в алевролитах карасуирской свиты. Чрезвычайно любопытно проявляет себя кливаж в кремнистых сланцах кокतालской свиты. В этих породах по плоскостям их напластования широко развиты стилолитовые швы, указывающие, по мнению А. В. Копелиовича (1960), на неравномерное растворение нижележащего слоя под влиянием нагрузки, нормальной по отношению к плоскости слоя. Эта система стилолитовых швов явно возникла в результате давления вышележащих осадков, некогда покрывавших породы кокतालской свиты (фиг. 36). Однако в кремнистых сланцах кокतालской свиты широко распространена и другая система стилолитовых швов, секущая вышеописанные плоскости напластования (фиг. 36). Эта секущая система зачастую перпендикулярна к первичной слоистости пород. В ней также прекрасно выражены стилолитовые шипы, придающие поверхности скола породы бугорчатый, занозистый облик. При измерении направления плоскостей этой секущей системы стилолитовых швов выясняется, что она четко совпадает с простираем кливажа, т. е. меридиональна. Если прав

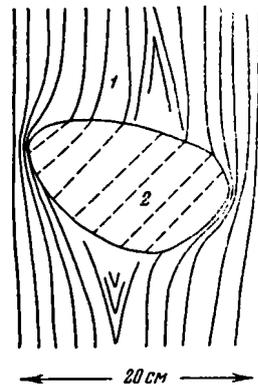
А. В. Копелиович, считающий, что направленное растворение в породах возникает под действием нагрузки, перпендикулярной к плоскости стилолитовой поверхности, то вторая система стилолитовых швов возникла в результате тангенциального давления на породы кокतालской свиты. Направление этого давления, выясняющееся по ориентировке отдельных стилолитовых шипов, — с запада на восток.

В породах байконурской свиты кливаж проявлен очень эффектно. Выходы этих пород, образующих в обрывах р. Байконур утесы высотой до 50—70 м, рассечены системой параллельных трещин, которые издали придают конгломератам вид столбчатых базальтов. Отдельные валуны и гальки, в зависимости от ориентировки их длинной оси по отношению к направлению кливажа, по-разному реагируют на эти тектонические трещины. Так, например, если длинная ось гальки или валуна ориентирована параллельно плоскостям кливажа, то эти трещины кливажа ее как бы обтекают. Если же длинная ось ориентирована перпендикулярно, то плоскости кливажа рассекают валун, который приобретает вид слоеного пирога (фиг. 37). Отдельные части такого валуна нередко бывают сдвинуты относительно друг друга. Интересно, что плоскости кливажа, входя в валун, меняют угол наклона, а при выходе из него вновь приобретают первичный наклон. Точно так же ведет себя луч света при переходе из одной среды с меньшим показателем преломления в другую, в которой показатель преломления более велик (см. фиг. 37).

Таким образом, система кливажа, рассекающая палеозойские отложения в районе нижнего течения р. Байконур, появилась в результате тектонических давлений, возникших после образования пород девонского возраста. Направления этих давлений, если мы правы в наших рассуждениях об образовании стилолитовых швов, — с запада на восток.

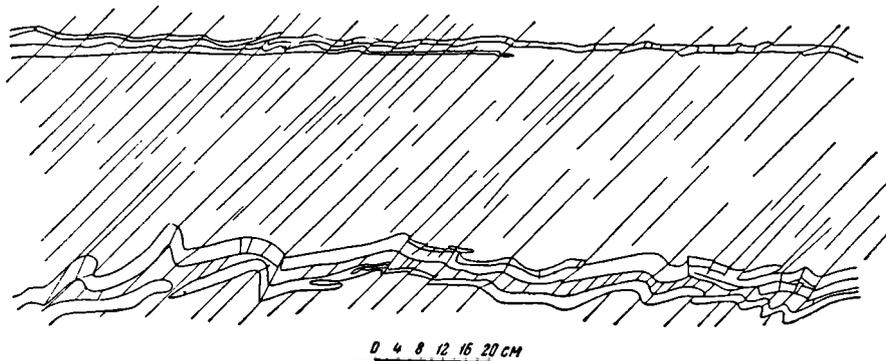
В заключение описания дислокаций, связанных с кливажом, рассмотрим еще одну очень любопытную систему деформаций, которая прекрасно прослеживается в породах курайлинской свиты на р. Курайлы. Эта система наблюдается в пачках, сложенных переслаиванием алевролитов и известняков. Например, ее удается проследить в обнажении на правом берегу р. Курайлы, в 5 км к востоку от ее устья.

В вертикальной стенке обнажения хорошо видно несколько пластов белых и розовых очень плотных тонкокристаллических известняков, падающих в западном направлении под углом  $8^\circ$ . Мощность отдельных пластов известняка не превышает 1,5—2 см. Разделены известняки пачками красных алевролитов, мощность которых достигает 30—40 см. Все отложения рассечены кливажом, который падает в западном направлении под углом  $45\text{--}50^\circ$ . Особенно четко кливаж наблюдается в красноцветных алевролитах, которые рассечены на серию тончайших листоватых плиток. Пласты известняков тоже рассечены трещинами кливажа, который также падает на запад, но под углом меньше  $45^\circ$ . Здесь наблюдается то же явление, что и в конгломератах байконурской свиты: плоскость кливажа как бы преломляется на границе пластов известняка и алевролита. Причем в простейшем случае (фиг. 38, верхняя часть рисунка) вдоль трещины кливажа отдельные обломки пласта известняка как бы надвинуты друг на друга. Во всех случаях направление надвигания с запада на восток. Иногда наблюдается более сложная картина (фиг. 38, нижняя часть).



Фиг. 37. Изменение угла наклона плоскости кливажа при переходе ее из глинисто-алевролитового цемента (1) в валун бурого доломита (2)

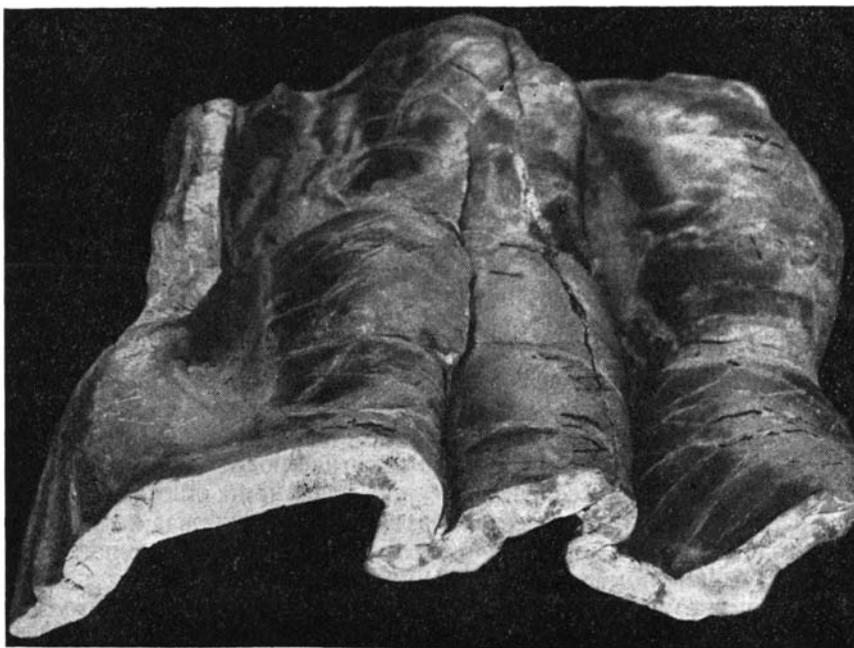
В этом последнем случае, в пласте известняка образуются складки, осевые плоскости которых опрокинуты в восточном направлении. Слои известняка вдоль изгибов разорваны дополнительной системой трещин, не имеющих прямой связи с направлением падения кливажа. Следовательно, формирование и этих складок оказывается связанным во времени с образованием кливажа, и они с полным правом могут быть названы складками кливажа.



Фиг. 38. Складки кливажа в известняках курайлинской свиты. Зарисовка обнажения на р. Курайлы

В плане каждая такая складка имеет вид гребня с быстро погружающимся шарниром. Основание гребня или его макушка обычно рассечены трещинами кливажа. Вид в плане таких складок изображен на фиг. 39.

Таким образом, направление надвигания, определенное по перемещению отдельных обломков пластов известняка, совпадает с направлением давлений, определенных по стилолитовым швам в кремнистых сланцах



Фиг. 39. Складки кливажа в известняках курайлинской свиты. Нат. вел.

кокतालской свиты. Следовательно, кливаж возник в результате тангенциального давления, направленного в восточном направлении. Время возникновения кливажа — последевонское, как уже об этом говорилось ранее. Но последевонским является и Кияктинский надвиг. Очевидно, кливаж и Кияктинский надвиг образовались в одно и то же время, в результате одного и того же тектонического процесса. Подобная же картина была описана нами и в Бозингенском блоке. Остается добавить, что простирание трещин кливажа всюду четко совпадает с простиранием Кияктинского надвига. В южной части Курайлы-Караадырского блока оно северо-западное, в центральной части — северо-северо-западное, а на севере — северное. Точно так же простирается и Кияктинский надвиг. Таким образом, все тектонические формы, наблюдаемые нами в Курайлы-Караадырском блоке, генетически и по возрасту могут быть разделены на три группы.

К первой из них относятся крупные синклинали и антиклинали, возникшие в процессе накопления осадков в пределах Курайлы-Караадырского блока. На их конседиментационную природу вполне определенно указывает характер изменения мощностей и фаций в каждой из этих складок.

Ко второй группе дислокаций, тесно связанных во времени с первой, относятся надвиги и тектонические покровы, возникающие в крутых крыльях этих складок.

И, наконец, к третьей группе тектонических деформаций, резко оторванной во времени от первых двух, следует отнести региональные надвиги, отдельные локальные складки и чешуи в зонах надвигов, а также кливаж и складки кливажа.

Следует еще добавить, что к этой последней группе тектонических дислокаций следует отнести и довольно крупные складки, иногда развивающиеся в породах кокतालской свиты. Одна из таких складок показана на фиг. 33.

### Киякты-Булантинский блок

Киякты-Булантинский блок расположен в западной части Байконурского синклинория и протягивается почти меридионально от р. Киякты на севере до р. Кара-Сире на юге. С севера, до широты р. Буланты, он имеет меридиональное простирание и лишь к югу от нее приобретает юго-юго-восточное направление. На всем своем протяжении эта тектоническая форма сложена преимущественно образованиями среднего — верхнего кембрия и нижнего ордовика, а именно отложениями байконурской и терескенсайской свит. Лишь изредка в строении складок принимают участие песчаники и алевролиты дулыгалинской свиты среднего — верхнего ордовика.

Западная часть Киякты-Булантинского блока скрыта под покровом мезо-кайнозойских отложений Тургайской синеклизы, восточная граница которых и обуславливает ширину видимой части этой тектонической формы. Так, например, на севере (в бассейне р. Киякты), ширина блока 8 км, в центральной части (в районе р. Буланты) — 12 км, а на юге (в нижнем течении р. Кара-Сире) — не превышает 3—5 км.

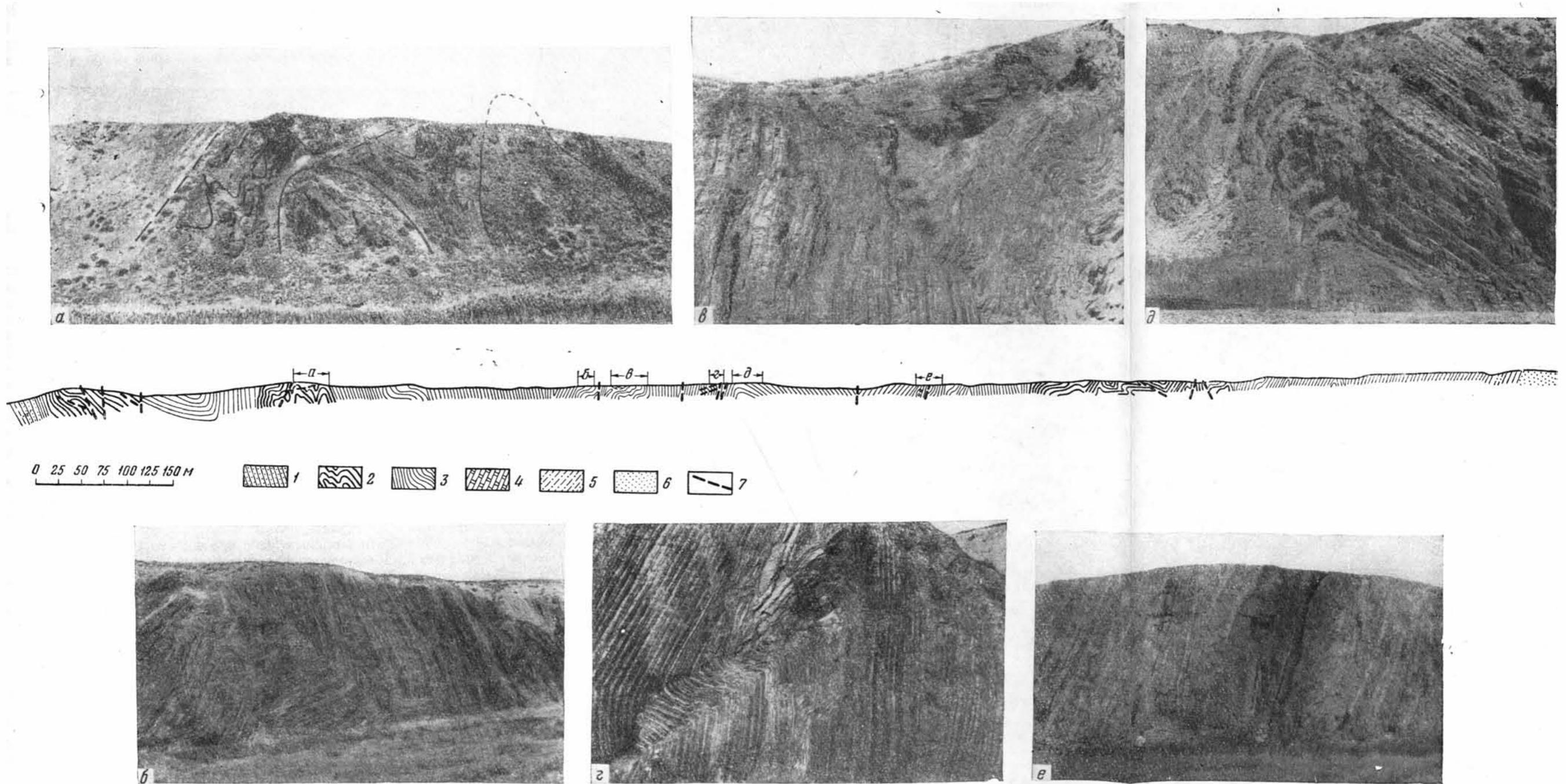
Поверхность нижнепалеозойского фундамента Киякты-Булантинского блока полого погружается в западном направлении. Об этом свидетельствуют отдельные выходы нижнепалеозойских образований из-под плаща рыхлых мезо-кайнозойских пород. Так, например, изолированный выход красных яшм терескенсайской свиты встречен в 20 км к северо-западу от последних сплошных скальных обнажений этой же свиты по р. Джымыки. Пологие изгибы нижней границы меловых и третичных пород вдоль отдельных, наиболее крупных рек также говорят в пользу

пологого залегания поверхности нижнепалеозойского фундамента. По всей видимости, прав Б. А. Петрушевский, отрицающий наличие крупного разрывного нарушения вдоль восточной границы Тургайской синеклизы (1939). Существование такого нарушения, вдоль которого происходит резкое изменение глубины залегания нижнепалеозойского фундамента, предполагалось Н. Г. Кассиным (1947).

Восточная граница Киякты-Булантинского блока была описана ранее, при определении границ Курайлы-Караадырского блока. Как мы помним, она проходит вдоль Кияктинского надвига.

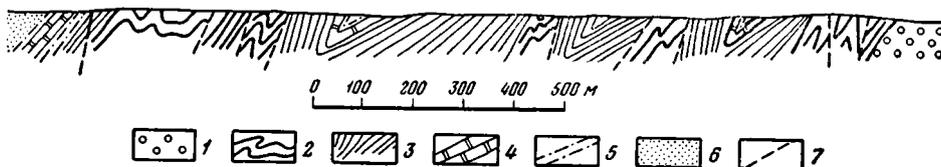
Киякты-Булантинский блок имеет довольно сложное внутреннее строение. В пределах его северной, наиболее хорошо обнаженной части лучшие разрезы вскрыты по рекам Джымыки и Киякты. Строение разреза р. Джымыки достаточно показательно для характеристики тектонических дислокаций, развитых в пределах Киякты-Булантинского блока (фиг. 40, 41). В самой западной части этого разреза в районе кладбища Жанкот обнажаются кремнистые породы терескенсайской свиты, падающие в западном направлении. Само кладбище Жанкот расположено на гряде, сложенной базальными черными яшмами терескенсайской свиты. Далее к востоку следует широкая задернованная низина, в восточном крае которой вскрыты зеленые песчаники и алевролиты байконурской свиты, падающие на восток-северо-восток под углом  $40^\circ$ . По направлению на восток они сменяются плотными черными полосчатыми яшмами терескенсайской свиты, которые в контакте с подстилающими их песчаниками также падают на СВ  $20^\circ$ , под углом  $40^\circ$  (см. фиг. 40). Черные яшмы в общем падают на восток и осложнены серией сбросов. Далее на восток вскрыты кремнистые сланцы терескенсайской свиты, которые падают на восток под углом  $25-30^\circ$ . Те же элементы залегания сохраняются в них и далее к востоку на расстоянии 50 м. Затем в борту оврага в них наблюдается синклинальный перегиб, в восточном крыле которого породы падают на ЗЮЗ  $260^\circ$ , под углом  $40^\circ$ . При прослеживании этого крыла синклинальной складки на восток удается заметить, что на расстоянии 100 м породы приобретают все более и более крутые западные падения и, наконец, стоят на головах. Черные яшмы терескенсайской свиты, вновь обнажающиеся здесь из-под кремнистых сланцев, также вначале стоят на головах, а затем на расстоянии 80 м образуют сложно построенное ядро антиклинальной складки, в восточном крыле которой породы падают на СВ  $60^\circ$ , под углом  $60^\circ$ . Характер строения ядра антиклинали показан на фиг. 40 и фиг. 40, а. Далее к востоку, на расстоянии 230 м, кремнистые сланцы терескенсайской свиты в общем падают моноκлиналино на восток под углом  $60-70^\circ$ . Иногда встречаются участки с более пологим залеганием пород (см. фиг. 40, б). В конце этого интервала после синклинального перегиба кремнистые сланцы образуют обратное крыло синκлинали. В этом крыле наблюдается сложная система дизъюнктивных и пликтивных дислокаций, детали которых показаны на фиг. 40, в, г. Здесь на расстоянии 170 м в общем преобладают крутые западные падения. После четко прослеживающегося ядра антиκлинальной складки (фиг. 40, д) кремнистые сланцы терескенсайской свиты вновь приобретают восточные падения. Зона восточных падений в этих породах прослеживается на расстояние 125 м. Восточнее, после задернованного русла сухого оврага, ширина которого 15 м, вновь обнажаются кремнистые сланцы терескенсайской свиты, падающие на ЮЗ  $250^\circ$ , под углом  $45^\circ$ . Очевидно, вдоль этого оврага проходит ось синκлинальной складки или же плоскость небольшого по амплитуде сброса.

Восточнее, на расстоянии 100 м, сланцы постепенно приобретают все более и более крутые западные падения и в конце описываемого интервала падают на ЗЮЗ  $260^\circ$ , под углом  $80^\circ$ . Здесь встречены пластообразной формы тела брекчий, залегающие согласно с вмещающими их породами



Фиг. 40. Профиль через западный борт синклиальной складки, вскрытой р. Джымьки. Детали строения профиля изображены на фото 40 а—е  
 1 — песчаники байконурской свиты. Терескенсая свита: 2 — черные яшмы; 3 — кремнистые сланцы; 4 — красные яшмы; 5 — красные алевриты; 6 — песчаники дулыгалинской свиты; 7 — разрывные нарушения

(см. фиг. 40, е). Брекчии состоят из многочисленных крупных и мелких обломков кремнистых сланцев, сцементированных кварцевым цементом. Обломки остроугольны, разбиты трещинами, иногда несколько пере-кручены. Их поверхность зачастую обладает зеркалами скольжения. Мощность зоны брекчий у уреза реки — 3,5 м, у верхней бровки склона — 1 м 10 см. В верхней части обрыва хорошо видно, как отдельные пласты слоистых кремнистых сланцев утыкаются в этот «пласт» брекчий. Далее к востоку после зоны брекчий вновь следуют неизменные кремнистые



Фиг. 41. Профиль через восточный борт синклинали, вскрытой р. Джымыки.  
1 — конгломераты байконурской свиты. Терескенсая свита: 2 — черные яшмы; 3 — кремнистые сланцы; 4 — красные яшмы; 5 — красные алевролиты; 6 — песчаники и алевролиты дулыгалинской свиты; 7 — разрывные нарушения

сланцы, обладающие мощностью 2 м и падающие параллельно зоне брекчий. Вслед за ними следует зона сильно каолинизированных рыхлых пород, мощностью около 1 м, которые гораздо легче разрушаются, чем окружающие ее плотные кремнистые сланцы. В результате выветривания в обрыве образуется узкая каминообразная щель, падающая на запад  $260^\circ$ , под углом  $80^\circ$ , т. е. согласно с породами, находящимися к западу от этой зоны. С восточной стороны вновь обнажаются кремнистые сланцы нижней зоны терескенсая свиты в верхней части обрыва, падающие параллельно каолинизированной зоне. Приблизительно в средней части обрыва происходит небольшой перегиб слоев, в результате чего описываемая зона под острым углом начинает сечь пласты кремнистых сланцев (см. фиг. 40, е).

В этом участке разреза очевидны два разрывных нарушения, одно из которых выражено на местности зоной брекчий, а второе — зоной интенсивного рассланцевания и каолинизации пород. По всей видимости, они разновозрастны, но определить их взаимную последовательность из имеющегося фактического материала не представляется возможным.

Далее к востоку от последнего из описанных нарушений, на расстоянии 110 м прослеживаются кремнистые сланцы терескенсая свиты, падающие сначала под крутым углом на запад, а затем на восток. Из-под них вновь обнажаются базальные черные яшмы терескенсая свиты, образующие очень сложно построенное ядро антиклинальной складки (см. фиг. 40). Выходы черных яшм прослеживаются вдоль правого берега р. Джымыки на расстоянии 220 м.

Далее к востоку, на расстоянии 300 м, непрерывно обнажаются кремнистые сланцы терескенсая свиты, образующие систему складок. Все породы в крыльях этих складок падают на ЮЗ  $250^\circ$ , под углом  $50-60^\circ$ , т. е. под отложения нижней части терескенсая свиты. Однако в восточном направлении появляются все более и более молодые части разреза терескенсая свиты, включая даже красные яшмы ее верхней пачки. Зеленые алевролиты и песчаники дулыгалинской свиты, сменяющие здесь породы терескенсая свиты, также падают на запад под углом  $50^\circ$ . Таким образом, эта часть складки оказывается опрокинутой в восточном направлении.

Далее к востоку на расстоянии 2 км вдоль правого берега р. Джымыки прослеживаются высыпки и отдельные редкие скальные выходы песчаников и алевролитов дулыгалинской свиты. Элементы залегания внутри

этой части разреза замерить не удалось из-за его плохой обнаженности. В крайнем восточном выходе, по границе с яшмами терескенсайской свиты песчаники и алевролиты падают на запад под углом  $50^\circ$ . Несколько севернее р. Джымыки эти же породы наклонены на северо-запад  $290^\circ$ , под углом  $40-50^\circ$ . Следовательно, западное крыло этой синклинали опрокинута на восток, а восточное находится в нормальном залегании. Однако данных, говорящих о внутреннем строении синклинали, не имеется.

Восточнее описанной тектонической формы вновь обнажается ряд складок, сложенных породами терескенсайской свиты (см. фиг. 41). Здесь, на расстоянии 1500 м, вскрыты три антиклинальные складки, в которых обнажены сложно дислоцированные черные яшмы основания терескенсайской свиты. Крылья этих антиклиналей нередко оборваны небольшими по амплитуде сбросами, плоскости которых обычно падают в западном направлении. Разделяются эти антиклинальные складки довольно просто построенными синклиналиями. Восточные крылья этих складок падают на запад под углом  $20-40^\circ$ . Западные крылья их наклонены в том же направлении, но уже под углом  $70-80^\circ$ . Таким образом, западные крылья синклиналей оказываются опрокинутыми на восток, в результате чего эти структуры приобретают асимметричное строение.

В восточном направлении кремнистые породы терескенсайской свиты сменяются «тиллитоподобными» конгломератами байконурской свиты, залегающими в восточном крыле Киякты-Булантинского блока.

Таким образом, в целом в разрезе р. Джымыки выделяется крупная, сложно построенная синклинальная складка, крылья которой сложены породами терескенсайской свиты, а ядро выполнено образованиями дулыгалинской свиты. На востоке в крыле этой синклинали залегают породы байконурской свиты, которые срезаются Кияктинским надвигом. Западное крыло этой синклинали находится к востоку от могил Жанкот, где выходы песчаников байконурской свиты образуют узкую линейно вытянутую антиклиналь. На западе эта антиклиналь постепенно переходит в крыло новой синклинальной складки, большая часть которой скрыта под покровом мезозойских и кайнозойских образований.

Эти крупные складки являются дислокациями второго порядка по отношению ко всему Киякты-Булантинскому блоку. В пределах крыльев описанной синклинали легко выделяется ряд тектонических форм третьего порядка по отношению ко всему Киякты-Булантинскому блоку и крупным синклиналиям и антиклиналям. Складки третьего порядка образуют сложно построенные узкие гребневидные антиклинали, в которых обнажаются черные ленточнослоистые яшмы нижней части терескенсайской свиты, разделенные относительно более широкими синклиналиями, выполненными более верхними частями разреза этой же свиты. Крылья синклиналей очень круты. Все антиклинали и синклинали разбиты небольшими по амплитудам сбросами, простирающие которых параллельно слоистости пород.

В крайней западной части вышеописанного крыла крупной синклинали никаких закономерностей в строении складок третьего порядка не наблюдается. Здесь они круто опрокинуты то на восток, то на запад, иногда дают простые структуры с нормальными, но круто наклоненными крыльями. Восточная часть этого же крыла, начиная с зоны брекчий (см. выше), построена по-иному. Здесь все складки круто опрокинуты на восток. Запрокидывание на восток наблюдается и в восточном крыле синклинали. Здесь, так же как и в западном крыле, антиклинальные складки третьего порядка образованы сложно дислоцированными черными яшмами нижней части терескенсайской свиты, а асимметрично построенные мелкие синклинали, описанные выше, — различными кремнистыми образованиями верхней части этой же свиты. В пределах описываемого крыла

все складки третьего порядка опрокинуты в восточном направлении. Антиклинальные гребни обычно оборваны в крыльях небольшими сбросами. Близкое строение к вышеописанному профилю имеет разрез р. Киякты. Однако сильно развитые процессы выветривания несколько маскируют общую картину этого разреза.

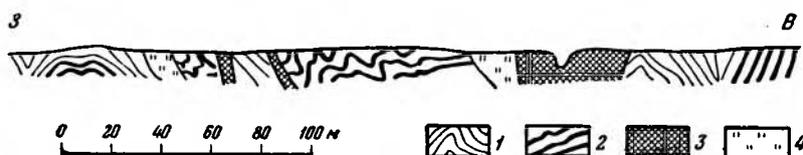
Внутренняя структура Киякты-Булантинского блока легко выясняется при прослеживании по простирацию базального горизонта черных яшм терескенсайской свиты. Эти породы, значительно более устойчивые при выветривании, чем кремнистые сланцы этой же свиты, дают в современном рельефе гряды, протягивающиеся через все водораздельные пространства. Поэтому, когда имеется ряд хорошо обнаженных разрезов по крупным рекам и их притокам, выяснение внутренней структуры Киякты-Булантинского блока не представляется вопросом достаточно сложным. Большую помощь при этом оказывают аэрофотоснимки. При геологическом картировании северной части Киякты-Булантинского блока выяснено следующее. Складки третьего порядка, осложняющие строение более крупных тектонических форм второго порядка, в плане имеют узкую вытянутую форму. Например, в пределах западного крыла вышеописанной крупной синклинали, вскрытой р. Джымыки, ядро одной из антиклинальных складок, сложенной черными яшмами, прослеживается на расстоянии 24 км, при ширине свода антиклинали 100—150 м. На этом протяжении никаких ундуляций шарнира складки не наблюдаются. Такой же вытянутой в плане формой обладают все складки третьего порядка. Наиболее выдержанными по площади оказываются антиклинальные гребни. Разделяющие их синклинали обычно имеют протяженность 5—6 км при ширине 400—300 м. В результате ундуляций шарниров синклиналей соседние антиклинальные гребни соединяются в один, который и прослеживается на большие расстояния.

Южнее р. Джымыки западный и восточный борт синклинали р. Джымыки построены неодинаково. Западное крыло без каких-либо ундуляций шарниров отдельных складок скрывается под покровом рыхлых образований Тургайской синеклизы. В пределах восточного крыла, к югу от р. Джымыки, происходит пологое поднятие шарниров всех синклиналиных складок, в результате чего антиклинальные гребни, сложенные породами булантинской свиты и разделяющие эти синклинали, соединяются в один сложный антиклинальный гребень, имеющий М-образную форму.

Западная часть этой антиклинали продолжается на юг через высоты с отметками 282 и 284 м, а восточная срезается Кияктинским надвигом. В ядре антиклинали, расположенном несколько южнее, обнажаются породы байконурской и курайлинской свит. В плане эта антиклиналь имеет в общем эллипсоидальную форму, северное и южное периклинальные замыкания которой осложнены М-образными складками. Деталей внутреннего строения антиклинального ядра расшифровать не удалось из-за довольно плохой обнаженности этого участка и сильного развития коры выветривания. Однако резкая разница в ширине крыльев этой антиклинали (восточное крыло, считая от ядра, сложенного породами курайлинской свиты, имеет ширину 400 м, а западное — 3600 м), возможно, указывает на сложную систему складок и внутри антиклинального ядра.

Таково строение Киякты-Булантинского блока в северной его части. Следующим и последним участком, где удастся расшифровать детали строения этой тектонической формы, является район среднего течения р. Буланты, в том месте, где ее русло ориентировано меридионально. Здесь развита та же система очень крутых, нередко оборванных сбросами складок третьего порядка (фиг. 42). Так же как и на севере, антиклинальные складки этого района обладают гребневидной формой и сложены

дислоцированными черными яшмами терескенсайской свиты. Разделяющие их крупные синклинали образуют спокойные синклинали и сложены кремнистыми сланцами и красными яшмами терескенсайской свиты. В этом отношении очень показательное строение синклинали в нижнем течении р. Буланты. Однако в этом районе уже не наблюдается стройной системы запрокидывания складок на восток, столь характерной для района р. Джымыки.



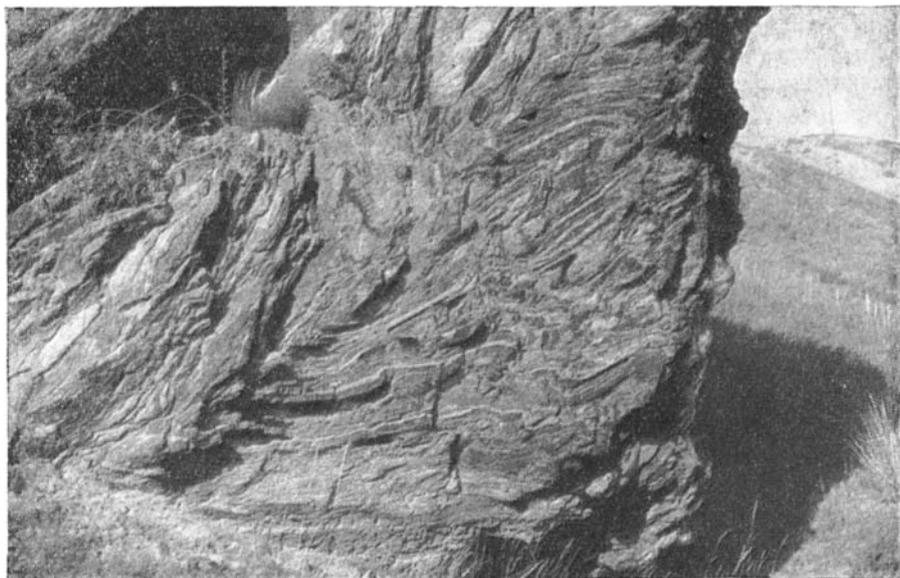
Фиг. 42. Характер дислокаций в породах терескенсайской свиты. Зарисовка обнажения на правом берегу р. Буланты.

1 — кремнистые сланцы; 2 — черные яшмы; 3 — зона рассланцованных и брекчированных пород; 4 — задернованные участки

Остальная часть Киякты-Булантинского блока обнажена значительно хуже. Широкое развитие мезо-кайнозойских пород, интенсивные процессы выветривания и отсутствие вертикальных обнажений не позволяют выяснить внутреннее строение ее на участке, расположенном между реками Буланты и Кара-Сире. В этом самом южном районе Киякты-Булантинского блока видны лишь отдельные сопки, сложенные черными яшмами терескенсайской свиты.

Однако, как мне кажется, вышеописанный материал позволяет достаточно полно представить особенности строения Киякты-Булантинского блока в целом.

Черные яшмы терескенсайской свиты, вскрытые в отдельных антиклинальных ядрах, обладают очень сложной системой внутрипластовых деформаций. Ленточнослоистые черные яшмы смяты в фестончатые, петель-



Фиг. 43. Характер внутрипластовых деформаций в черных яшмах терескенсайской свиты р. Буланты

чатые, часто изоклинальные складки, и несут на себе следы мелких внутрислоевых нарушений (фиг. 43). Отдельные слоечки яшм обладают непостоянной мощностью, образуют раздувы в замках мелких складок, иногда нацело выклиниваются, давая как бы линзовидные пласты. Нередко видны будинированные слои черных яшм внутри белых яшм. Все вышеописанные дислокации являются, очевидно, складками четвертого порядка по отношению ко всем вышеописанным пликативным дислокациям.

Следует обратить внимание на то, что все узкие гребневидные складки, описанные нами ранее, простираются согласно с линией Кияктинского надвига и повсеместно обнаруживают опрокидывание в восточном направлении в зоне, пограничной этому надвику, плоскость которого, как мы знаем, падает в западном направлении. Точно так же, т. е. согласно с Кияктинским надвигом и осями складок третьего порядка, простирается и кливаж. Таким образом, и в пределах Киякты-Булантинского блока надвига, узкие линейные складки и кливаж связываются в единую систему одновозрастных дислокаций. Возраст их, судя по надвиганию Киякты-Булантинского блока на девонские отложения, — последевонский.

Заканчивая описание Киякты-Булантинского блока, упомянем, что в его пределах известно два мезозойских грабена. Один из них — Кияктинский — расположен в среднем течении р. Киякты и выполнен угленосными породами верхней юры. С восточной стороны этот грабен оборван сбросом, простирающимся в северо-восточном направлении. Около него юрские отложения падают в юго-западном направлении по азимуту  $250^\circ$ , под углом  $30^\circ$ . Вдоль этого нарушения юрские образования приведены в соприкосновение с образованиями терескенсайской свиты.

Второй грабен, сложенный образованиями верхней юры и нижнего мела, расположен в среднем течении р. Бозинген. Он лежит на простирании Киякты-Булантинского блока. Больше того, сброс, ограничивающий этот грабен с востока, расположен как бы на продолжении Кияктинского надвига. В восточной части этого грабена юрские слои падают в юго-западном направлении под углом  $60^\circ$ . Никаких явлений надвигания нижнепалеозойских пород на мезозойские здесь не наблюдается.

## Глава IV

### О ПРОИСХОЖДЕНИИ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД БАЙКОНУРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Прежде чем перейти к разбору истории развития Байконурского синклинория, рассмотрим проблему генезиса особой группы образований, описанных нами под названием кремнистых, кремнисто-углистых сланцев и яшм. Все эти породы сложены в различной степени раскристаллизованным агрегатом кварца. От происхождения кремнезема в них, очевидно, будет зависеть и генезис всего комплекса пород.

Как справедливо указывает Конти (Conti, 1958), образование кремнистых пород может произойти в результате следующих геологических процессов:

- 1) замещения кремнеземом известняков или известково-глинистых отложений метаморфическим или метасоматическим путем;
- 2) диагенеза кремнистых или кремнисто-глинистых терригенных отложений, обогащенных кремнеземом или не содержащих его;
- 3) диагенеза отложений, сложенных полностью или преимущественно скелетами радиолярий и органогенным кремнеземом;
- 4) из кремнезема, выпавшего химическим путем.

Вполне понятно, что принятие одной из этих точек зрения на происхождение кремнистых пород повлечет за собой резко различную интерпретацию геологических условий прошлого, как-то: распределение областей размыва и аккумуляции, глубина отложения осадков и др.

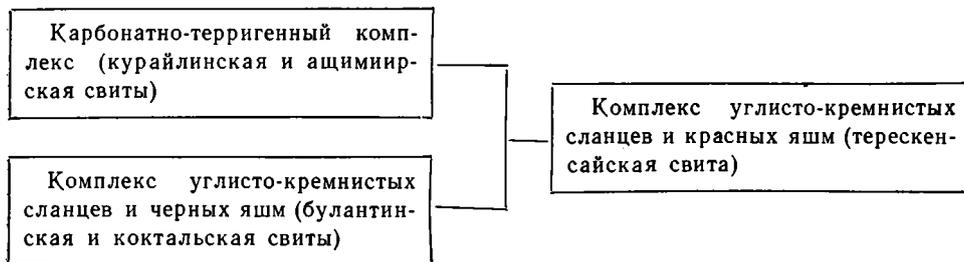
Поэтому попробуем проанализировать весь имеющийся фактический материал, полученный при полевых наблюдениях, химических анализах и микроскопических исследованиях. Возможно, что выводы, полученные в результате синтеза этих данных, помогут нам ограничить круг гипотез относительно происхождения кремнистых пород Байконурского синклинория.

Выводы из полевых наблюдений. Весь имеющийся фактический материал по характеристике разрезов отдельных свит и их изменений по площади достаточно подробно разобран мною в главе II. Поэтому здесь нет необходимости подробно останавливаться на описании отдельных толщ. Важно отметить наиболее общие характерные черты.

Кремнистые породы пользуются широким развитием в ряде свит разреза нижнего палеозоя Байконурского синклинория. Это углистые и кремнистые сланцы булантинской свиты: черные яшмы, кремнистые и кремнисто-углистые сланцы кокतालской и терескенсайской свит; черные и зеленые яшмы карасуирской и терескенсайской свит (в последней свите присутствуют и красные яшмы).

Для всех этих образований характерны следующие специфические черты.

1. Кремнистые и карбонатные отложения Байконурского синклиория образуют крупную генетически связанную общность пород, которую можно назвать надформацией. В ней легко выделяются отдельные литологические комплексы пород, которые можно назвать формациями в понимании Н. С. Шатского (1955<sub>2</sub>). Пока до выявления генезиса каждой из этих формаций я не буду давать им названий, а условно назову комплексами. Для комплексов характерно постоянное взаимоотношение между собой во времени и пространстве. Графически эта связь может быть выражена следующим образом:



Таким образом, отложения кремнисто-углистых пород и красных яшм во времени оказываются теснейшим образом связанными с карбонатными породами.

2. Нижняя граница кремнистых толщ чрезвычайно резкая. Какие-либо постепенные переходы к нижележащим породам отсутствуют (булантинская, кокतालская и терескенсайская свиты). В верхней части свиты наблюдаются постепенные переходы в вышележащую толщу пород.

3. Красные яшмы, встреченные в терескенсайской свите, переслаиваются с зелеными и черными кремнисто-углистыми яшмами.

4. В разрезе кремнистых толщ полностью отсутствуют различные глазом обломочные образования.

5. В разрезе кремнистых толщ Байконурского синклиория полностью отсутствуют вулканогенные породы. Исключением являются редкие и маломощные горизонты пепловых туфов кислых эффузивов, встреченные Л. И. Боровиковым (1955) в кокतालской свите.

**Микроскопические наблюдения.** При микроскопическом изучении кремнистых отложений Байконурского синклиория легко выделяется ряд групп. Опишем сначала различные кремнисто-углистые породы и черные яшмы, затем перейдем к характеристике красных яшм.

Естественно отделяются кремнистые породы булантинской свиты, обладающие по сравнению с более молодыми кремнистыми же образованиями большей степенью раскристаллизации кварца. Это обычно тонкий агрегат кварцевых зерен, иногда образующий мозаичные сростки. При этом каждое отдельное зерно кварца, размером 0,008—0,01 мм, обладает неправильной лапчатой и зубчатой формой. Среди этой основной массы породы, иногда обладающей агрегатным погасанием, содержатся отдельные включения, линзовидно вытянутые вдоль направления слоистости и сложенные более крупными зернами кварца. Величина этих гнездовидных скоплений достигает 0,15—0,2 мм при размерах зерен кварца внутри них 0,04—0,06 мм. Этот более крупнозернистый агрегат иногда в крае становится более мелкозернистым и постепенно сливается с основной кварцевой массой, а иногда имеет очень четкие ограничения. По всей видимости, мы имеем дело с небольшими обломками кварцитов, погруженными в раскристаллизованную кремневую же массу. Возможно, однако, что это сильно перекристаллизованные остатки радиолярий. Слоистость в этой группе пород видна слабо и выявляется лишь благодаря

присутствию тонких волосовидных прослоев хлорита, обладающих линзовидной формой. По всей видимости, этот минерал образовался по первичным глинистым прослоям.

В других случаях слоистость в кремнистых породах выявляется четко, благодаря линейному распределению углистого вещества и редких мелких пластинок гидрослюды. В этой группе пород в том же направлении вытянуты и мельчайшие зерна кварца, слагающие основную массу породы. Размеры зерен очень однообразны и редко превышают 0,01 мм. В мелкозернистый базис погружены отдельные очень редкие кварцевые зерна величиной до 0,5 мм. Контакты их с окружающей массой резкие. По всей видимости, это обломочные зерна. Иногда встречаются обломочки циркона и турмалина.

Таким образом, кремнистые породы булантинской свиты содержат редкие и очень мелкие обломочные включения кварцитов (или радиолярий?), кварца, циркона и турмалина. Количество этих обломков в породах не превышает 5% общего объема. Очень тонкое, равномернозернистое и однообразное строение основного кварцевого базиса заставляет нас предполагать, что он образовался из очень однородной массы, скорее всего, из кремнистого геля.

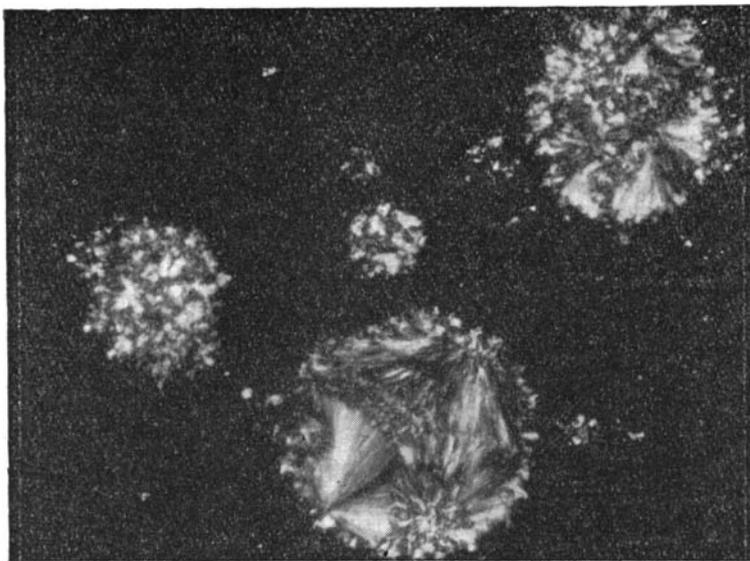
Кремнисто-углистые породы коктальской свиты описаны в работе Л. И. Боровикова (1955), откуда я и позаимствую их петрографическую характеристику. Черные яшмы основания коктальской свиты «... обладают скрытокристаллической, реже микрогранобластовой структурами. Порода состоит из скрыто- или тонкокристаллического кварца, зерна которого обладают способностью к слабой агрегатной поляризации. На фоне кварцевой массы резко выделяются пятна или извилистые полосы тонкодисперсного углистого и рудного вещества. В породе отмечаются извилистые жилки, сложенные более крупнозернистым кварцем с зазубренными контурами, и тонкие жилки карбоната. Кроме того, довольно часто наблюдаются мелкие сферические образования, выполненные халцедоном» (стр. 76).

По всей видимости, эти последние образования являются остатками радиолярий. «Углисто-кремнистые сланцы имеют микрокристаллическую, микрогранолепидобластическую или алевропелитовую структуру. Сложены они обычно очень мелкими зернами кварца и аморфным кремнеземом, обладающими также агрегатной поляризацией. Наличие полос, загрязненных тонкодисперсным углистым и пелитовым веществом, обуславливает тонкополосчатую текстуру породы. Углистое вещество концентрируется в узких, близко расположенных друг к другу полосках; переход к соседним полоскам, сложенным кремнистым веществом, постепенный<sup>1</sup>. Имеются мелкие вытянутые чешуйки слюды, приуроченные, как правило, к границам отдельных полос. Нередко встречаются изометрические образования, выполненные халцедоном, в центральной части которых располагаются мелкие кристаллы гематита» (1955, стр. 76—77).

Такой характер вышеописанных пород и полное отсутствие обломочного материала определенно указывают, что кремнисто-углистые породы коктальской свиты (и терескенсайской) образовались в результате хемогенной садки аморфного кремнезема, которая, очевидно, происходила в коллоидальной форме.

Кремнистые породы нижней подсвиты карасуирской свиты, условно названные мною кремнистыми аргиллитами, сложены аморфным кремнеземом, чрезвычайно сильно загрязнены пелитовым веществом, по которому интенсивно развиваются мельчайшие пластинки гидрослюды и хлорит. Очень близкую петрографическую характеристику имеют и кремнистые породы средней подсвиты терескенсайской свиты.

<sup>1</sup> «Углистое вещество концентрируется либо в виде тонких извилистых полос, либо в форме вытянутых пятен» (Боровиков, 1955, стр. 97).



Фиг. 44. Черная яшма карасуйской свиты. Остатки радиолярий, замещенные халцедоном среди аморфного агрегата кварца, очень сильно загрязненного тонкодисперсным углистым веществом. Увел. 120, николи+

Черные и зеленые яшмы и кремнистые сланцы верхней части карасуйской свиты сложены криптокристаллическим и аморфным агрегатом кварца. Этот агрегат часто загрязнен пелитовым веществом, по которому развиваются хлорит и гидрослюды. Среди основной массы встречаются круглые остатки радиолярий, выполненные халцедоном (фиг. 44). Величина их достигает 0,3 мм в диаметре. В кварцевой массе породы встречаются чрезвычайно редкие мелкие (до 0,02 мм) обломки кварца и кислого полевого шпата (ряда альбит — олигоклаз). Они имеют очень неправильную остроугольную форму. Следы окатанности отсутствуют полностью. Кроме того, в описываемых породах встречены довольно крупные (до 1—1,5 см) обломки кремнистых же пород, ничем не отличающиеся по структуре и внешнему виду от цементирующей их кремнистой массы. Наличие этих обломков и обуславливает очень своеобразную, как бы пятнистую текстуру яшм карасуйской свиты. Углистое вещество в этих породах распределено отдельными тонкими полосами или пятнами.

Совершенно такой же облик имеют черные и зеленые яшмы терескенсайской свиты. Таким образом, и эта группа пород, вероятно, произошла в результате осаждения аморфного кремнезема.

Красные яшмы встречены нами в разрезе терескенсайской свиты. Эти породы «чаще всего обладают скрыто- и мелкокристаллической структурой и состоят из мельчайших зерен кварца и круглых образований, заполненных халцедоном. Нередко эти образования состоят также из мелкокристаллического кварца или представляют собой сферолиты халцедона<sup>1</sup>. Очертания зерен кварца нечеткие. В отдельных участках наблюдаются сгустки желтовато-бурых сильно разложившихся окислов железа. Цементирующая масса обычно загрязнена тонкодисперсным рудным веществом и содержит иногда небольшое количество мелких чешуек серицита» (Боровиков, 1955, стр. 71).

<sup>1</sup> Эти округлые и сферические образования, выполненные халцедоном и кварцем, являются остатками радиолярий.

Таким образом, и эта группа пород, по всей видимости, обязана своим происхождением садке аморфного кремнезема. Однако наличие тонкодисперсного рудного вещества (что и обуславливает красный цвет породы), существенно отличает эти яшмы от кремнисто-углистых отложений.

Заканчивая петрографическое описание кремнистых пород нижнего палеозоя, отмечу только следующее обстоятельство: остатки радиолярий в породах сравнительно редки. Ими обогащены лишь отдельные горизонты внутри кремнистых толщ (черные базальные яшмы кокतालской и терескенсайской свит, яшмы верхней части терескенсайской и карасуирской свит). Помимо этого, в тех случаях, когда удастся различить эти органические остатки, они всегда очень четко отделены от цементирующей их кремнистой массы. Во-первых, они всегда имеют округлую форму, а во-вторых, в большинстве случаев сложены халцедоном. Поэтому мы не имеем никакого права говорить о перекристаллизации радиолярий, а следовательно, и утверждать органическое происхождение тех горизонтов, где они встречаются. Кстати, в процентном отношении количество радиолярий в породах никогда не превышает 5—10% всего объема породы.

Итак, микроскопические наблюдения над кремнистыми породами кембрия и ордовика показывают, что:

1) кремнистые породы Байконурского синклинория не могли образоваться за счет замещения известняков или известково-глинистых отложений кремнистыми растворами; это не видно ни при полевых наблюдениях, ни под микроскопом;

2) кремнистые породы Байконурского синклинория не могли образоваться в процессе диагенеза кремнисто-глинистых терригенных отложений;

3) кремнистые породы Байконурского синклинория не могли образоваться в результате диагенеза отложений, сложенных радиоляриями.

Все наблюдения показывают, что кремнистые породы нижнего палеозоя южного Улутау образовались из кремнезема, выпавшего химическим путем.

**Химические исследования.** Ниже приводятся данные химических анализов, сделанных в химической лаборатории Геологического института АН СССР (табл. 2). Из этих анализов хорошо видно, что кремнисто-углистые сланцы и красные яшмы содержат очень большое количество несвязанного кремнезема, причем почти весь кремнезем содержится в виде кварца. Аморфный  $\text{SiO}_2$  имеется в очень небольшом количестве. Большинство аморфного кремнезема, как это показали микроскопические исследования, связано с перикристаллизованным до халцедона кремнеземом, который слагает остатки радиолярий.

Кроме того, поразительным является факт почти равного содержания железа в разных по цвету породах. Казалось, было бы логичным предполагать большое количество окисного железа в красных яшмах и малое его содержание в черных кремнисто-углистых сланцах. Однако, как это видно из химических анализов, количество окисного железа (гематита) в красных яшмах лишь незначительно больше такового в черных породах. По всей видимости, интенсивная красная окраска яшм зависит не от количества гематита, а от формы его выделения. Как показали микроскопические исследования, гематит в черных кремнисто-углистых сланцах содержится в отдельных обособленных выделениях, в то время как в красных яшмах этот же минерал находится в тонкодисперсном виде и равномерно распределен по всей породе. Очевидно, красная окраска пород зависит именно от этого обстоятельства.

По существу данные химических анализов лишь подтверждают выводы, сделанные нами при микроскопических наблюдениях.

Некоторые общие положения о поведении  $\text{SiO}_2$  в морской воде. Таким образом, мы пришли к выводу, что кремне-

Данные химических анализов кремнисто-углистых пород кембрия и ордовика (ГИН АН СССР)

Компоненты	Кремнисто-углистый сланец. Кокतालская свита		Красная яшма. Терекенсайская свита
	Обр. 30е	Обр. 31а	Обр. 398
SiO <sub>2</sub> . . . . .	89,11*	80,87*	97,95*
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,15	0,37	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4,62	7,95	3,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,51	1,01	1,87
FeO . . . . .	0,32	2,99	0,83
CaO . . . . .	0,37	0,69	0,65
MgO . . . . .	0,59	0,58	0,68
MnO . . . . .	—	0,06	0,22
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,10	0,44	0,41
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,32	1,27	1,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	—	1,01	0,61
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	0,86	2,00	0,77
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	0,38	0,33	0,27
CO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	0,20
C . . . . .	1,48	0,17	0,09
Σ . . . . .	100,81	99,74	99,68
* В том числе SiO <sub>2,вж</sub> . . . . .	2,42	2,27	3,59

зем нижнепалеозойских кремнистых пород Байконурского синклинория отложился в виде химического осадка. Растворы, содержащие SiO<sub>2</sub> (как в виде истинного раствора, так и в коллоидном состоянии), могут получаться в результате многих геологических процессов. Рутье (Routhier, 1946), разбирая проблему происхождения красных яшм, видит следующие источники хемогенного кремнезема.

1. Подводная дезинтеграция силикатов лавовых потоков и туфов.
2. Кремнистые термы, сопровождающие извержение лав.
3. Высвобождение SiO<sub>2</sub> при латеритизации (и вообще при десилификации. — А. К.) в континентальных условиях.
4. Высвобождение кремнезема кремнистыми организмами из алюмосиликатов при расщеплении глинистых частиц.
5. Кремнезем абиссальных глубин. В этом случае, очевидно, большое значение имеют радиолярии, усваивающие кремнезем, получаемый при гальмиролизе продуктов вулканической деятельности.

Нам следует сразу отказаться от гипотез, изложенных в пунктах 4 и 5, так как расщепление глинистых частиц доказано только для диатомовых организмов, скелеты которых полностью отсутствуют в кремнистых породах изученного района. Кроме того, если и возможен такой путь образования скелетов радиолярий, то их количество в породах, как об этом говорилось ранее, никак не может удовлетворить гипотезу органогенного происхождения.

Как мы увидим ниже, в главе «История развития Байконурского синклинория», никаких глубоководных условий на территории этой геосинклинали ни в кембрии, ни в ордовике не существовало. Поэтому гипотеза абиссального происхождения кремнистых пород в исследованном районе также не имеет под собой никакой почвы.

Вообще нужно отметить, что как только мы перестаем сравнивать красные яшмы с радиоляриевыми илами, то сразу отпадает всякий критерий глубоководного происхождения красных яшм. Кстати говоря, радиоляриевые илы в действительности имеют по сравнению с красными яшмами значительно более низкие содержания  $\text{SiO}_2$  и железа. Так, например, обычное содержание кремнезема в красных яшмах 75—85%, в илах 55—60% (Conti, 1958).

Таким образом, химическое осаждение кремнезема в Байконурской геосинклинали могут объяснить три гипотезы: а) гальмиролиз силикатов изверженных пород; б) кремнистые термы и в) наземное выветривание с последующим выносом  $\text{SiO}_2$  в морской бассейн реками.

Первая гипотеза имеет много сторонников как у нас, так и за границей. Л. С. Либрович (1936), Н. Г. Кассин (1947) объясняли происхождение красных яшм геосинклинальных областей взаимодействием основных лав с морской водой. Руби (Rubey, 1929), Гольдштейн и Хендрик (Goldstein, Hendricks, 1953) предполагают образование мощных толщ углисто-кремнистых сланцев путем гальмиролиза пеплов риолитового состава. Не обсуждая справедливость воззрений всех вышеперечисленных авторов, отметим только, что на Урале (Либрович, 1936), в Казахстане (Кассин, 1947), Калифорнии (Rubey, 1929; Goldstein и Hendricks, 1953) непосредственно наблюдается или чередование красных яшм с основными эффузивами, или же переслаивание кремнисто-углистых сланцев с прослоями бентонитов. Последние породы возникли в результате девитрификации, сопровождавшейся химическим выветриванием стекловатого изверженного материала. Последний обычно представлен пеплом риолитового состава, который и служил источником осаждавшегося кремнезема.

Очевидно, эти гипотезы не являются справедливыми для изученного района, так как в разрезе кремнистых свит Южного Улутау не встречено ни одного прослоя эффузива, а горизонты пепловых туфов настолько редки, что никак не могут служить источником кремнезема для образования мощных толщ.

Возможно, однако, предположение, что интенсивная вулканическая деятельность протекала где-то в соседнем районе и  $\text{SiO}_2$  переносился морскими течениями в область Южного Улутау.

Действительно, в кембрийское и ордовикское время центральные области Центрального Казахстана были ареной интенсивнейших подводных излияний, в результате которых были сформированы мощнейшие толщи, относимые к спилит-кератофировой формации геосинклинальных областей. Теоретически возможно предположить перенос  $\text{SiO}_2$  морскими течениями из этого района в область Улутау.

В связи со всем вышесказанным решающее значение для определения источника кремнезема приобретают некоторые химические закономерности, объясняющие поведение  $\text{SiO}_2$  в растворе. Очевидно, химия должна нам помочь при решении таких вопросов, как возможность переноса кремнезема на большие расстояния и условия его осаждения. Знание этих факторов будет одинаково нужным и при термальной гипотезе происхождения  $\text{SiO}_2$  и при предположении, что кремнезем, попавший в раствор в континентальных условиях, был затем вынесен реками в морской бассейн.

Поэтому остановимся на некоторых основных химических положениях, касающихся поведения  $\text{SiO}_2$  в растворе. В этом отношении очень интересной представляется работа Краускопфа (Krauskopf, 1956). Несмотря на спорность некоторых его выводов, они заслуживают самого пристального внимания.

Некоторые из них я считаю необходимым привести.

1. Аморфный  $\text{SiO}_2$  растворим до 60—80 мг/л при 0°, 100—140 мг/л при 25° и 300—380 мг/л при 90°. При растворении аморфного  $\text{SiO}_2$  возник-

кают истинные растворы. Большая часть кремнезема находится в форме моносиликатной кислоты  $\text{H}_4\text{SiO}_4$ . Кристаллические формы  $\text{SiO}_2$  имеют более низкую растворимость.

Содержание кремнезема в водах современных морских бассейнов, по данным С. В. Бруевича (1953), очень незначительно. Он дает следующие цифры, из которых я привожу лишь максимальные ( в *мг/л*):

	Поверхностные воды	Глубинные воды
Баренцево море . . . . .	0,17	0,2
Черное море . . . . .	0,85	5,2
Южная часть Атлантического океана . .	—	1,6
Индийский океан . . . . .	—	2,2
Тихий океан . . . . .	—	4,8

Максимальное количество растворенного  $\text{SiO}_2$  обычно наблюдается в придонных водах. Самое большое количество кремнезема, когда-либо найденное в мировом океане в придонных водах, равно 27 *мг/л*.

Таким образом, воды современных морских бассейнов резко недосыщены кремнеземом и обладают растворяющей способностью. Сравнительно больше  $\text{SiO}_2$  содержится в водах рек, особенно в условиях теплого климата. Например, реки Британской Гвианы содержат до 40 *мг/л* растворенного  $\text{SiO}_2$  (Рожкова, Горецкий, 1945).

Таким образом, имеющиеся данные по современным морям и рекам показывают их резкую недосыщенность кремнеземом, а следовательно, и невозможность выпадения  $\text{SiO}_2$  в осадках химическим путем.

2. Краускопф считает, что растворимость аморфного  $\text{SiO}_2$  мало зависит от изменения рН в пределах 0—9, но быстро увеличивается, когда рН поднимается выше 9. Следовательно, если исходить из точки зрения Краускопфа (1956), максимальное количество кремнезема может выноситься сильнощелочными термами. И еще один вывод, логически вытекающий из этого положения; поскольку изменение рН в устьях рек будет заключаться внутри интервала 1—9, то никакой хемогенной садки кремнезема в этих местах не будет наблюдаться.

Отметим, что природные растворы с величиной рН > 9 чрезвычайно редки. Такая величина наблюдается лишь в отдельных содовых озерах, хотя теоретически возможно существование растворов любой щелочности. Кроме того, имеются и несколько иные данные относительно растворимости  $\text{SiO}_2$  при различных рН. Так, например, указывается, что растворимость  $\text{SiO}_2$  пропорционально увеличивается изменению рН (Петрова, 1958). Если при рН, равном 5, растворимость  $\text{SiO}_2$  будет около 100 *мг/л*, то при значениях рН=7,5 она будет равна 250 *мг/л*. Кроме того, растворимость  $\text{SiO}_2$  увеличивается и в сильноокислых водах (рН < 2,5). По данным Г. А. Гонсовской (Петрова, 1958), в слабощелочных термах (рН=7,2—9,4) кремнезема содержится до 200 *мг/л*, в весьма кислых (рН=1,7) — до 300 *мг/л*.

Во всяком случае, несмотря на некоторые разногласия, можно считать, что сильнощелочные и сильноокислые растворы способны растворять  $\text{SiO}_2$  в больших количествах.

3. Из пересыщенного раствора  $\text{SiO}_2$  обычно не осаждается быстро, но со временем образуется коллоид, который может осесть как хлопьевидная масса (в слабоосновных растворах) или как гель (в слабокислой среде). В разбавленных растворах коллоид замечательно стабилен при долгих стояниях, температурных изменениях и механических нарушениях.

Практически этот вывод Краускопфа означает, что интенсивная садка  $\text{SiO}_2$  должна происходить где-то очень близко к его источнику, т. е. там;

где существуют чрезвычайно насыщенные растворы. Разбавление этих растворов, при удалении от источников  $\text{SiO}_2$ , морскими или речными водами приведет к уничтожению условий, благоприятных для осаждения кремнезема.

4. Коллоид  $\text{SiO}_2$  может осаждаться при испарении, при осаждении другими коллоидами и в сильно концентрированных растворах электролитов. Осаждение электролитами наиболее сильно в основных растворах и чрезвычайно медленно в растворах с  $\text{pH}=6$ . В пересыщенном растворе на  $\text{SiO}_2$  в виде истинного раствора не действуют ни электролиты, ни другие коллоиды. Если раствор пересыщен, осаждается только количество кремнезема, равное избытку равновесия растворимости (т. е. взаимоотношение  $\text{SiO}_2$  в виде истинного раствора и в виде золя).

Следовательно, в морских условиях ( $\text{pH}$  морской воды равен 7—8,3, присутствие электролитов) осаждение коллоида кремнезема будет происходить очень быстро по сравнению с растворами, в которых отсутствуют электролиты (см. пункт 3). Кроме того, Краускопф утверждает, что скорость коагуляции кремневого золя электролитами быстрее, нежели других зольей. Это значит, что кремневый осадок может появляться в смеси растворов при условии, что часть  $\text{SiO}_2$  первоначально была в виде коллоида.

5. Аморфный кремнезем в морской воде имеет почти ту же растворимость, что и в пресной воде.  $\text{SiO}_2$  ниже равновесия растворимости находится в истинном растворе и не осаждается электролитами морской воды или твердыми суспензиями, как  $\text{CaCO}_3$ , окислами Fe, каолинитом или монтмориллонитом. Растворенный кремнезем, однако, может быть использован организмами для постройки скелетов. И далее:  $\text{SiO}_2$  в большинстве водных потоков находится в истинном растворе и не коагулирует при соприкосновении с морской водой.

Выводы, которые могут быть сделаны из этого положения, следующие: при растворении  $\text{SiO}_2$  образуется истинный раствор (см. пункт 1). Очевидно, такая форма растворенного  $\text{SiO}_2$  будет преобладать в речных потоках. Поскольку растворимость  $\text{SiO}_2$  в морской и речной воде одинакова и садка электролитами кремнезема из истинного пересыщенного раствора невозможна (см. пункт 4), мы не должны наблюдать никакой хомогенной садки  $\text{SiO}_2$  в устьях рек. Все материалы по современному осадкообразованию подтверждают этот вывод. Однако поскольку кремневые организмы могут усваивать  $\text{SiO}_2$  из истинного раствора, в устьях рек возможна органогенная садка кремнезема. И действительно, в устьях некоторых современных рек отмечается повышенное развитие диатомовых организмов.

Приводимые ниже выводы Краускопфа в комментариях не нуждаются.

6. Кремнезем поступает в естественные воды двумя путями:

а) из вулканов и источников, связанных с вулканической активностью, и б) растворением кремней и силикатов во время выветривания.

7. Вулканогенный кремнезем и  $\text{SiO}_2$  горячих источников могут быть вначале в виде истинного раствора, но если концентрация высока, то кремнезем частично переходит в коллоидную форму, когда раствор охладится.

8. Происхождение кремния в морских осадках не может быть объяснено путем неорганического осаждения, исключая места вблизи вулканических центров (разрядка моя.— А. К.).

Итак, суммируя все изложенное, можно сказать, что при объяснении происхождения кремнистых пород Байконурского синклинория мы должны отказаться от гипотезы привноса растворенного  $\text{SiO}_2$  реками (см. пункт 5). Неприемима в данном случае также гипотеза привноса  $\text{SiO}_2$  морскими течениями из областей вулканической деятельности (см. пункт 3).

При образовании мощных толщ, сложенных исключительно кремнистыми породами, обязанными своим происхождением хемогенной садке  $\text{SiO}_2$ , и при полном отсутствии признаков разновозрастной эффузивной деятельности в непосредственной близости от области развития кремнистых толщ мы должны предполагать местный вынос  $\text{SiO}_2$  и притом в очень больших количествах. Таким источником в конкретно разбираемом примере могут быть только подводные гидротермальные проявления.

Поэтому в дальнейшем, при описании истории развития, я всюду буду исходить из термального генезиса кремнистых толщ Байконурского синклинория.

В заключение остановимся еще на некоторых вопросах, теснейшим образом связанных с происхождением кремнистых пород Байконурского синклинория.

Как мы видели ранее, в разрезах кембрия и ордовика наблюдается тесное сочетание, иногда выраженное в очень тонком переслаивании красных, черных и зеленых яшм и кремнисто-углистых сланцев. Большинство исследователей, видя связь в разрезах вулканогенно-осадочных серий основных лав и красных яшм, вполне справедливо указывает на парагенез последних с комплексом лав основного состава. Некоторые исследователи (Conti, 1958) считают, что и мощные стратифицированные комплексы красных яшм, не обнаруживающие пространственной связи с основными лавами, а имеющие с ними лишь временную связь, также обязаны в своем происхождении процессам, сопровождающим изменения основных лав.

В то же время черные углисто-кремнистые породы иногда обнаруживают прямую связь с кислыми лавами и туфами (Rubey, 1929; Goldstein and Hendricks, 1953).

Кажется заманчивым связать происхождение толщ углисто-кремнистых сланцев с термальными источниками, которые были приурочены к очагам кислой магмы, а красных яшм — с термами, обогащенными железом и марганцем в магматических камерах, содержащих основную магму.

Даже случай переслаивания красных и черных кремнистых пород, казалось бы противоречащий этой концепции, по существу ничего не доказывает. Ведь мы знаем сотни случаев переслаивания (а зачастую и очень тонкого) покровов основных и кислых лав. Такие примеры общеизвестны и не нуждаются в дополнительных объяснениях. Это реально установленный факт. Имеем ли мы дело в разбираемом примере с различными магматическими камерами или с одной, — это вопрос более сложный.

Поэтому мы имеем право предполагать, что тонкое переслаивание черных и красных яшм связано с импульсным поступлением в водный бассейн растворов, связанных с дериватами то основной, то кислой магмы.

В то же время комплекс кремнисто-углистых пород зачастую связан и с излиянием основных лав. Так, например, М. С. Марковым (1958) среди основных лав верхнего протерозоя описаны огромные линзы (до 10—15 км длины) графитистых кварцитов, которые в своем развитии теснейшим образом связаны с порфиритами и их туфами.

Очевидно, возможны разные случаи связи углисто-кремнистых пород с различными по составу вулканогенными образованиями. Однако выяснение этого вопроса выходит далеко за рамки данной работы.

## Глава V

### ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ БАЙКОНУРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Восстановление истории развития какой-либо тектонической формы всегда вовлекает нас в круг многих спорных вопросов, которые, с одной стороны, обусловлены особенностями развития земной коры в далеком прошлом, а с другой — сложностью решения вопросов, связанных с происхождением одних и тех же геологических процессов или явлений, что, в конечном результате, вызывает многие гипотезы и предположения.

Первый круг спорных вопросов основан на невозможности истолкования древних геологических процессов прямым применением актуалистического метода. Метод актуализма со значительными оговорками может быть применен для объяснения происхождения ряда геологических пород, образовавшихся в течение всей геологической истории Земли. Скажем, образование конгломератов, песчаников, глин, известняков, эффузивов и других пород, по всей видимости, в каждом отдельном случае вызывается одними и теми же или близкими геологическими процессами. Однако как быть, если мы встречаем набор пород, отлагавшихся только в течение какого-либо одного этапа развития земной коры и не имеющих распространения в современных осадках. Это в первую очередь относится к разнообразнейшим кремнистым образованиям, имевшим широкое распространение в древних геосинклиналях. Еще менее применим метод актуализма для истолкования тектонических процессов геологического прошлого. Действительно, сознательный этап жизни человечества является в развитии Земли секундой, во время которой невозможно увидеть те колоссальные изменения ее лица, устанавливаемые нами геологическими методами.

Второй круг спорных вопросов заключается в исключительном разнообразии гипотез и теорий, объясняющих одни и те же, иногда очень простые геологические факты. Например, каково происхождение ритмичной слоистости флишевой формации? По мнению Б. Н. Вассоевича (1951), — это колебательные движения моря, по Д. В. Наливкину (1956), — нормальная слоистость дельт, по Б. М. Келлеру (1940), — сейсмические явления, с которыми связан цунами, по И. В. Хворовой (1953), — мутьевые потоки. На какой глубине образуются соленосные осадки? Многие геологи предполагают, что они отлагаются в мелководных заливах типа Кара-Богаз-Гол. Однако Р. Г. Гарецкий и А. Л. Яншин (1960) указывают на совершенно иное возможное объяснение глубины образования этих толщ. Таких примеров можно привести множество. Если существуют такие коренные разногласия, казалось бы, по довольно простым вопросам, то еще более сильные противоречия наблюдаются нами в области тектонических гипотез. Самые простые факты подвергаются обсуждению и зачастую не могут быть объяснены однозначно.

Поэтому автор работы при объяснении истории развития Байконурского синклинория не преследует цель однозначно решить этот вопрос. Тот ход геологического развития, который будет изложен ниже, на наш взгляд, является одним из возможных, объясняющих особенности строения этого нижнепалеозойского прогиба.

### Протерозойская эра

Геосинклинальная система Улутуа заложилась в глубоком докембрие. По данным М. С. Маркова (1958) и Т. Г. Павловой (1960), история развития этого участка земной коры в протерозое рисуется следующим образом: В нижнем протерозое происходило повсеместное излияние кислых лав. Одновременно с излияниями кварцевых порфиров в пределах Улутуа формировались конседиментационные синклинали и антиклинали, которые, по данным Т. Г. Павловой (1960), имели брахиформные очертания. Конседиментационный характер этих складок еще более четко устанавливается по изменению разрезов вышележащей свиты метаморфических сланцев и кварцитов, которая относится к верхам боровской серии (нижний протерозой). «В разрезе свиты в синклинальных складках преобладают зеленые сланцы с линзами известняков и графитистые кварциты, тогда как в антиклиналях широко распространены тонкозернистые полевошпатовые кварциты при резком сокращении зеленых сланцев» (Павлова, 1960, стр. 16). Параллельно с развитием этих брахиформных складок происходит гранитизация их антиклинальных ядер. Нередко в центре такой антиклинали расположены крупнокристаллические граниты, которые в крыльях складки сменяются гранито-гнейсами, имеющими: постепенные переходы как к гнейсам, так и к неизменным гранитам.

Для этого времени мы не можем говорить о существовании на территории Улутуа отдельных крупных прогибов и поднятий геосинклинального или геоантиклинального типа.

В начале верхнего протерозоя, в карсакпайское (акдымское) время, в восточной части района формируется узкий линейный трог, получивший название Карсакпайской геосинклинали. Область выходов древних пород, расположенная к западу от прогиба, оставалась относительно поднятой. Эта зона в верхнем протерозое играла роль геоантиклинального поднятия, которое получило название Майтубинской геоантиклинали. В это время Карсакпайская геосинклиналь заполнялась мощнейшим комплексом вулканогенно-осадочных пород, общая мощность которого, по данным М. С. Маркова (1958), 7300—8100 м. В пределах центральной части Майтубинской геоантиклинали в карсакпайское время осадконакопления не происходило. В западной части Майтубинской геоантиклинали в это время происходило образование отдельных наложенных впадин, внутри которых накапливались маломощные осадки, отвечающие лишь части свит разреза Карсакпайской геосинклинали. Эти толщи разделяются крупнейшими перерывами, свидетельствующими о прерывистом процессе осадконакопления в пределах западной части Майтубинской геоантиклинали в противоположность непрерывно прогибавшейся Карсакпайской геосинклинали. К концу протерозоя в пределах Южного Улутуа уже окончательно оформились две крупные тектонические формы: Карсакпайский синклинорий и Майтубинский антиклинорий. Интересно отметить, что меридионально ориентированные тектонические формы Карсакпайского синклинория зачастую секут простирания осей отдельных складок Майтубинского антиклинория и как бы обрубают их юго-восточное продолжение. Это явление наиболее характерно для южной части района, в то время как в центральной и северной его части наблюдаются в общем согласные простирания складок в пределах Карсакпайского

синклиория и Майтубинского антиклинория. Кроме того, М. С. Марков (1958) указывает, что в составе верхнепротерозойских образований на юге Карсакпайского синклиория преобладает более грубый терригенный материал. Так, например, кумолинская свита верхнего протерозоя в северной части района сложена «в основном микрозернистыми кварцево-сланцевыми сланцами с отдельными прослоями кварцитовидных сланцев. По мере прослеживания этой свиты на юг в ее составе все большее развитие получают бластопсаммитовые и бластопорфирные кварцево-сланцево-полевошпатовые сланцы, порфириды и конгломераты» (1958, стр. 32). В этом же районе конгломераты кумолинской свиты, трансгрессивно перекрывая нижележащие образования белкудукской и татпенской свит, с которыми они на севере связаны постепенными переходами, приходят в соприкосновение с нижнепротерозойскими порфиридами.

Все перечисленные обстоятельства, вероятно, указывают на то, что в верхнем протерозое в тектоническом рельефе южная часть Майтубинского антиклинория была относительно более приподнята по сравнению с его более северной частью. Именно это обстоятельство вызвало интенсивный размыв этой области и более сильную переработку ее тектонической структуры. Как мы увидим далее, такое относительно более поднятое положение южной части Майтубинского антиклинория сохранилось и в течение нижнего палеозоя.

Таким образом, к концу верхнего протерозоя в пределах Южного Улутау уже существовали две крупные смежные структуры — Карсакпайский синклиорий на востоке и Майтубинский антиклинорий на западе.

Имеющийся в настоящее время геологический материал не дает возможности судить о наличии к западу от Майтубинского антиклинория прогиба, равновеликого Карсакпайскому. Как мы видели ранее, при описании структуры Коксу-Жалтауского блока, в пределах западной части Майтубинского антиклинория не наблюдается последовательного появления все более и более молодых верхнепротерозойских образований по направлению с востока на запад. Это обстоятельство, видимо, указывает на отсутствие мощного верхнепротерозойского прогиба в западной части Майтубинского антиклинория, по крайней мере, в доступной для его изучения. Верхнепротерозойские отложения распространены здесь спорадически и образуют типичные наложенные мульды. Такое их положение еще более убедительно указывает на отсутствие глубокого нижнепротерозойского прогибания в западной части Майтубинского антиклинория. Возможно, что в верхнем протерозое этот антиклинорий и обрамлялся с запада синклиорием, равновеликим Карсакпайскому, но граница между этими двумя тектоническими формами проходила западнее современного борта Майтубинского антиклинория.

В конце верхнего протерозоя почти прекращаются разнонаправленные вертикальные движения в Карсакпайском синклиории и Майтубинском антиклинории. С этого момента две древние структуры выступают как единое целое — Майтубинско-Карсакпайский антиклинорий.

### Рифейская эра

Новый этап развития геосинклиальной системы Улутау начинается в рифее. В это время западная часть Майтубинского антиклинория захватывается интенсивными нисходящими движениями, знаменующими собой заложение Байконурского синклиория. Этот тектонический процесс сопровождался дроблением западной части антиклинория. Интересно, что в пределах восточного, наложенного борта Байконурского синклиория происходит формирование мощных толщ кислых магматических образований (лакбайская свита), которые лишь впоследствии сменяются средними и основными эффузивами. Такой ряд обычно не характерен для глубоких

унаследованных геосинклинальных прогибов, в которых на первых этапах их развития обычно изливаются основные эффузивы. В качестве такого примера может служить Зеленокаменный прогиб Урала, где в силуре формируются мощнейшие толщи основных лав и их туфогенных аналогов (Штрейх, 1951).

Очевидно, такой необычный магматизм в пределах Байконурского синклинория связан с резким наложением его восточного борта на более древнее поднятие. Как уже об этом говорилось ранее, имеющийся материал не позволяет судить о том, является ли центральная часть Байконурского синклинория унаследованной от верхнего протерозоя.

Излияния лав лакбайской и акшокинской свит происходили в морских условиях, о чем говорят линзы нормальных морских конгломератов и песчаников внутри разреза этой вулканогенной серии. В то же время центры вулканических излияний находились сравнительно недалеко от современного поля распространения рифейских отложений. На это указывает грубообломочный состав лаваагломератов лакбайской свиты, присутствие среди них крупных вулканических бомб и т. д. По всей видимости, зоны вулканов находились где-то непосредственно к востоку, на краю рифейского прогиба. В этом отношении интересно вспомнить, что Актасская система разломов в пределах Коксу-Жалтауского блока в современном эрозионном срезе является восточной границей распространения рифейских эффузивов. Очевидно, такая связь не случайна и обусловлена тем, что к востоку и к западу от этой зоны разломов накапливались резко различные по мощности комплексы пород. Поскольку перекрывающие их нижнекембрийские отложения сохранились как к востоку, так и к западу от Актасской зоны разломов, то никакой более поздний размыв не мог привести к полному уничтожению рифейских отложений к востоку от этой зоны и к сохранению их к западу от нее. Отсюда следует вполне логичный вывод, что различия в глубине прогибания, а следовательно, и в мощности лавовых покровов были заложены уже в рифее. Именно в этот момент и образовалась Актасская зона разломов как область, разграничивающая разнопогруженные участки земной коры. Интенсивное прогибание западной части Майтубинско-Карсакпайского антиклинория и формирование в его пределах восточного наложенного крыла Байконурского синклинория, очевидно, не могло не отозваться на более древних протерозойских образованиях. Вероятно, краевые части блоков, находящиеся к востоку от образовавшейся зоны разломов, также вовлекались в процесс опускания. В результате этого явления протерозойские породы, слагающие западные части этих блоков, уже в рифейское время могли приобрести довольно крутые наклоны в сторону Байконурского синклинория.

По всей видимости, к этому времени следует отнести частичное формирование моноклиналей в породах татпенской и белкудукской свит, которые, как мы знаем из описания Коксу-Жалтауского блока, залегают в зоне Актасского разлома.

Трудно сказать, что происходило к западу от Майтубинско-Карсакпайского антиклинория в рифейскую эру. Возможно, что здесь продолжалось прогибание, начавшееся еще в протерозое. Однако не исключено, что весь Байконурский синклинорий является наложенным, так же как и его восточный борт. Вероятно, что интенсивное прогибание центральной части Байконурского синклинория могло привести к тому, что вулканогенные породы в его восточной части приобрели наклоны в сторону центра прогиба, т. е. к западу.

Таким образом, рифейскую историю развития Байконурского синклинория с достаточной степенью обоснованности мы можем прочитать только в пределах его восточного крыла.

## Палеозойская эра

### Кембрийский период

#### Нижекембрийская эпоха

Также сравнительно мало данных о нижекембрийском этапе развития всего Байконурского прогиба, особенно для времени отложения пород улутауской и жалтауской свит. Восстановить условия осадконакопления для этого этапа мы можем лишь в самой восточной части Байконурской геосинклинали, в области, выделенной под названием Коксу-Жалтауского блока.

Продолжающееся прогибание в Байконурской геосинклинали и в смежных с нею частях Майтубинско-Карсакпайского антиклинория привело к некоторой трансгрессии моря, которое вышло за пределы рифейского морского бассейна. В результате морем оказались перекрыты не только рифейские, но и протерозойские образования. Эта трансгрессия моря сопровождалась размывом подстилающих пород, в результате чего всюду в основании улутауской свиты залегают конгломераты. Так как нижекембрийское прогибание в западной части Майтубинско-Карсакпайского антиклинория наследовало собой аналогичный рифейский процесс, то конгломераты в этой части блока с размывом, но согласно сменили собой рифейские лавы. В восточной части антиклинория, которая вовлеклась в прогибание лишь в нижнем кембрии, наблюдается обратная картина: нижекембрийские конгломераты с азимутальным и угловым несогласием перекрыли дорифейские конседиментационные складки.

В процессе морской абразии происходила сильная нивелировка доулутауского рельефа. В связи с этим прекращается поступление крупнообломочного материала и базальные конгломераты улутауской свиты сменяются вначале граувакковыми песчаниками, а затем и алевролитами. В это время, очевидно, прекратились подвижки вдоль Актасской системы разломов, ибо ни фации, ни мощности образований улутауской свиты не обнаруживают никаких закономерных изменений к востоку и к западу от этой зоны. В улутауское время западная часть Майтубинско-Карсакпайского антиклинория выступает как единая тектоническая форма.

Новый этап резко дифференцированных движений вдоль зоны Актасского разлома наступает в жалтауское время. В этот отрезок времени в пределах западной части Майтубинско-Карсакпайского антиклинория четко обособляются две области, имеющие разную историю развития.

На западе, в зоне современной границы Коксу-Жалтауского и Бозингенского блоков, в зоне устойчивого прогибания, начавшегося еще в рифее, отлагаются оолитовые известняки, которые согласно сменили собой алевролиты улутауской свиты. Эти известняки, очевидно, накапливались в сравнительно мелководных условиях в прибрежной части морского бассейна. Их присутствие в этой части Байконурской геосинклинали легко объяснимо: постепенное прогибание геосинклинали и отсутствие источников размыва, которые были уничтожены улутауской абразией. Еще раз хочу подчеркнуть, что в нижекембрийском морском бассейне хомогенная садка оолитовых известняков жалтауской свиты происходила от гор Жалтау на севере до гор Караадыр на юге. Эта область распространения оолитовых известняков была приурочена к меридиональной зоне, совпадающей в современном эрозионном срезе с областью сочленения Коксу-Жалтауского и Бозингенского блоков.

Восточнее, в районе, пограничном с Актасской зоной разломов, существовала совсем иная картина. Возобновившиеся вертикальные подвижки вдоль разломов привели к образованию узкой, линейно вытянутой впади-

ны, которая находилась в пределах современной Байконурской наложенной мульды. Одновременно с этим процессом вдоль зоны разломов вновь возникают немногочисленные вулканические аппараты, излияния которых и сформировали те маломощные покровы кварцевых порфиров, которые мы наблюдали в основании жалтауской свиты. Одновременно с этим процессом происходит интенсивный размыв пород, окружавших эту впадину. Поскольку размыву подвергались в основном кварцевые порфиры рифея, порфириды и граниты нижнего протерозоя, постольку в морском бассейне накапливались толщи кварцевых гравелитов. Интересно отметить, что в пределах этой узкой впадины наблюдаются очень быстрые фациальные замещения, которые были нами описаны при характеристике разрезов жалтауской свиты (см. фиг. 2). Это обстоятельство, по-видимому, связано с резко дифференцированным тектоническим рельефом. У крутых бортов впадин и вообще на поднятых участках накапливались кварцевые гравелиты, в пологих крыльях впадины — кремнисто-глинистые сланцы и тонкие кварцевые пески.

Поскольку простираание образовавшейся впадины четко совпадает с направлением простираания более древних пород, то образования жалтауской свиты в ее пределах легли с размывом, но согласно на подстилающие их отложения.

Иная картина наблюдается к востоку от Актасской зоны разломов. Здесь кварцевые гравелиты легли резко несогласно на более древние, в основном нижнепротерозойские породы, почти полностью перекрыв и конгломераты улутауской свиты. Кварциты жалтауской свиты сформировали здесь плоскую и широкую мульду, западное крыло которой круто погружается вдоль зоны Актасского разлома и смыкается с вышеописанной узкой впадиной. Вдоль этого уступа происходит сочленение двух областей не только с разным характером залегания пород, но и с резко различными их мощностями. Так, например, в пределах узкого грабена мощность жалтауской свиты достигает 300—350 м, а на востоке едва равна 30—50 м (правда, эта мощность может быть несколько занижена, так как вышележащие кремнистые сланцы булантинской свиты частично перекрывают кварциты жалтауской свиты).

Таким образом, в жалтауское время в пределах современного Коксу-Жалтауского блока выделяются две резко различные области осадконакопления: восточная, прилегающая к Актасской зоне разломов, и западная, находящаяся в районе современной границы Коксу-Жалтауского и Бозингенского блоков. В пределах восточной области в условиях резко дифференцированного тектонического рельефа образуются в основном обломочные толщи, резко различающиеся по мощностям и фациям как вкрест простираания пород, так и вдоль него. Эти кварциты обычно трансгрессивно перекрывают нижележащие образования. К западу они с постепенным переходом сменяются маломощной (до 50 м) толщиной оолитовых известняков, согласно сменяющих собой отложения улутауской свиты.

В заключение описания истории развития восточной части Байконурского синклиниория в жалтауское время остановимся еще на одном вопросе. Как мы знаем, в восточном крыле Курайлинской наложенной мульды среди кремнисто-глинистых сланцев и туфопесчаников встречены три пласта алюмофосфатов. Интересно, что это именно алюмофосфаты, а не нормальные фосфориты, которые, как известно, содержат апатит, курскит и другие фосфатные минералы. Такое своеобразие их состава, а также положение в разрезе никак не может быть объяснено с точки зрения А. В. Казакова (1950). Полностью противоречит этой гипотезе и палеогеография жалтауского времени. Пространственная связь алюмофосфатов с кислыми лавами и туфопесчаниками, по всей вероятности, говорит в пользу предположения Н. С. Шатского (1955<sub>2</sub>) о прямой связи фосфатонакопления с вулканической деятельностью.

К концу жалтауского времени происходит полная нивелировка поверхности западной части Майтубинско-Карсакпайского антиклинория. Впадины полностью заполняются обломочным материалом и перестают существовать как геоморфологические единицы.

В булантинское время на всей территории Байконурской геосинклинали в морских условиях происходит осаждение тонких хорошо слоистых кремнисто-углистых осадков. Эти породы постепенно с согласным переходом сменяют собой образования жалтауской свиты в западной части антиклинория. В восточной части этой тектонической формы кремнистые породы булантинской свиты нередко залегают непосредственно на докембрийских образованиях. Это обстоятельство, по всей видимости, говорит о том, что унаследованное с рифея прогибание западной части Майтубинско-Карсакпайского антиклинория продолжалось и в булантинское время. Восточная его часть оставалась унаследованно поднятой, что и привело здесь к наличию многочисленных трансгрессивных перекрытий.

Относительно поднятой оставалась и южная часть Майтубинско-Карсакпайского антиклинория. В результате такого положения протерозойского фундамента образования булантинской свиты в этой части также лежат непосредственно на кристаллических сланцах боровской серии.

Насколько об этом можно судить по отдельным выходам пород булантинской свиты в пределах Бозингенского и Курайлы-Караадырского блоков, осаждение тонких кремнистых осадков происходило на всей территории Байконурской геосинклинали. Никаких существенных фациальных различий в породах булантинской свиты мы обнаружить не можем. Вероятно, в это время Байконурская геосинклиналь представляла собой плоский прогиб, восточное ограничение которого находилась где-то в районе современной границы Коксу-Жалтауского и Бозингенского блоков. Однако границы морского бассейна несколько выходили за пределы этой наиболее прогнутой части геосинклинали и захватывали относительно более поднятую область геосинклинали.

Кремнистые породы булантинской свиты обязаны своим происхождением интенсивному выносу кремнезема термальными источниками. Кремнезем выносился или в виде истинного раствора, или коллоида и довольно быстро осаждался в пределах Байконурской геосинклинали, образовав сплошной покров, выстилавший дно этой тектонической формы. Зона выходов термальных источников, связанных с глубинными магматическими очагами, очевидно, была линейно вытянута вдоль области сочленения современных Коксу-Жалтауского и Бозингенского блоков. На своем пути из глубин земной коры к поверхности горячие термы, содержащие в большом количестве  $\text{SiO}_2$ , полностью земестили оолитовые известняки жалтауской свиты, превратив их в плотные опаловые породы, которые сохранили первичную оолитовую структуру известняков. Нормальная морская садка коллоидального кремнезема в других частях геосинклинали нигде не сопровождалась окремнением подстилающих толщ. Об этом достаточно убедительно говорят как полевые, так и микроскопические наблюдения. О том, что окремнение оолитовых известняков жалтауской свиты произошло в булантинское время, говорят и следующие геологические факты.

Микроскопические наблюдения показывают, что оолитовые окремненные породы произошли в результате замещения кремнистыми растворами известняков. В то же время конгломераты байконурской свиты в изобилии содержат обломки оолитовых окремненных пород, ничем не отличающихся от таковых в жалтауской свите. Таким образом, окремнение известняков произошло или в булантинское, или в курайлинское время. Но известняки и алевролиты курайлинской свиты, встречающиеся в этой же зоне, в районе горы Аксайдынкаши, содержат лишь очень редкие линзы окремненных пород. Поэтому очевидно, что вынос  $\text{SiO}_2$  вдоль зоны со-

членения Коксу-Жалтауского и Бозингенского блоков в курайлинское время хотя и существовал, но был не столько интенсивен, как в булантинское время. Следовательно, остается последнее предположение, что окремнение известняков жалтауской свиты произошло в булантинское время. Это окремнение, как об этом уже говорилось выше, логичнее всего связывать с интенсивным выносом кремнезема вдоль особых зон, возникших на сочленении дифференцированных (или дифференцирующихся) тектонических форм. Такие участки земной коры были названы Н. А. Штрейсом зонами проницаемости (1951).

Таким образом, в булантинское время в восточной части Байконурской геосинклинали возникла зона проницаемости, совпадающая в современных границах с разделом Коксу-Жалтауского и Бозингенского блоков.

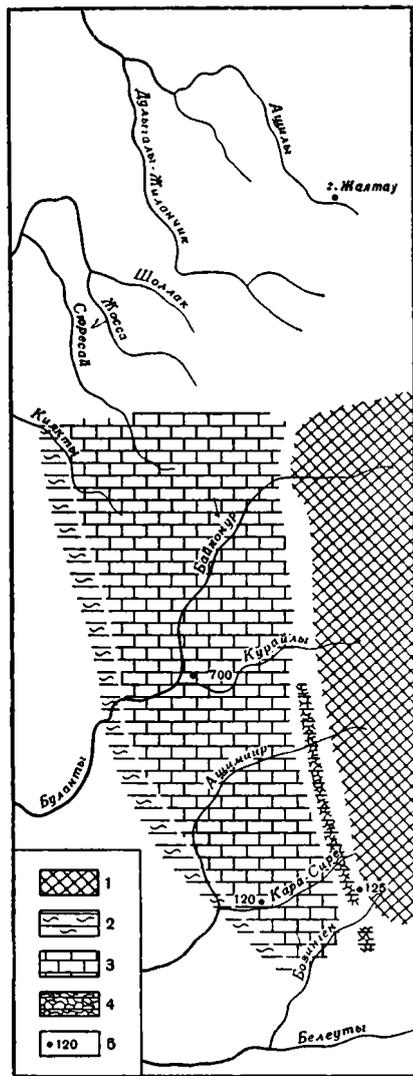
Образования курайлинской свиты достаточно широко вскрыты на изученной территории. Поэтому для времени отложения пород этой свиты можно уже с большей убедительностью восстановить распределение областей прогибов и поднятий внутри Байконурской геосинклинали. Поверхность Коксу-Жалтауского блока к этому времени была выровнена предбулантинской абразией, а затем перекрыта кремнистыми породами булантинской свиты. Очевидно, эта часть Майтюрбинско-Карсакапайского антиклинория представляла собой в курайлинское время достаточно выровненную область, в которой отсутствовал сколько-нибудь заметно выраженный геоморфологический рельеф. В это время эта зона или перекрывалась мелководным морем, или вообще находилась в континентальных условиях. Формировавшиеся здесь осадки оказались, очевидно, настолько маломощными, что были полностью уничтожены при последующих геологических процессах. В это же время в более западных районах продолжается постепенное прогибание. Наиболее глубокая часть прогиба располагалась в районе современного русла р. Байконур, т. е. в центральной части современного Курайлы-Караадырского блока. Именно здесь накапливается толща песчаников, известняков и алевролитов, мощность которых превышает 700 м. Образовывалась эта группа пород в сравнительно мелководных условиях, о чем свидетельствуют многочисленные горизонты косослоистых песчаников и внутриформационных конгломератов. Постепенное прогибание дна морского бассейна полностью компенсировалось осадконакоплением. В восточном направлении уровень дна морского бассейна постепенно приближался к уровню моря. Вдоль зоны проницаемости, возникшей в булантинское время и расположенной на контакте Бозингенского и Коксу-Жалтауского блоков, начались пока еще слабые вертикальные подвижки. В результате этого процесса в восточной части морского бассейна возникает небольшой тектонический уступ, вдоль которого формируются маломощные толщи крупнозернистых песчаников и известняковых брекчий. Последние породы свидетельствуют или о наличии довольно крутого дна морского бассейна, или об очень неспокойных условиях осадконакопления. Вдоль зоны проницаемости продолжается вынос кремнистых растворов. Однако этот процесс значительно ослаблен по сравнению с таковым в булантинское время. В результате данного явления некоторые горизонты и линзы известняков курайлинской свиты в этой области оказываются замещенными кремнеземом.

К сожалению, мы не можем говорить о составе отложений курайлинской свиты на территории современного Бозингенского блока, так как они всюду перекрыты более молодыми породами. Однако поразительное сходство отложений этой свиты в разных местах Байконурского синклинория, возможно, свидетельствует о том, что и на территории Бозингенского блока откладывались песчаники, известняки и алевролиты.

По-видимому, в поперечном сечении Байконурская геосинклиналь в курайлинское время представляла собой просто построенный прогиб, наиболее погруженная часть которого находилась в осевой части современного

Курайлы-Караадырского блока. При дальнейшем изложении этот прогиб будет называться Курайлы-Караадырским. В продольном сечении уровень дна Байконурской геосинклинали также, очевидно, постепенно приближается к уровню моря по мере прослеживания его в южном направлении. Этим, очевидно, отчасти и объясняются сравнительно небольшие мощности курайлинской свиты (120 м) в бассейне р. Кара-Сире.

Таким образом, карбонатно-терригенные отложения центральной части Байконурской геосинклинали в восточном направлении (т. е. в сторону антиклинория) постепенно замещаются песчаниками, известняками и известняковыми брекчиями (см. фиг. 45). Такое распределение фаций курайлинской свиты требует объяснения: действительно, почему вдруг внутри наиболее погруженной части геосинклинали образуются кластические породы? Майтубинско-Карсакпайский антиклинорий, вероятно, в это время не мог служить источником сноса для образования песчаников курайлинской свиты. Очевидно, внутри Байконурской геосинклинали в курайлинское время должны были возникнуть внутренние источники размыва. По всей видимости, это были относительно поднятые участки земной коры, находившиеся под или над уровнем моря и подвергавшиеся абразии. Вероятно, такое крупное линейновытянутое поднятие возникло в западной части Байконурской геосинклинали, на месте современного Киякты-Булантинского блока. У его подножия и накапливались наибольшие мощности отложений курайлинской свиты. Возможно также, что вдоль восточной границы этого относительного поднятия уже в курайлинское время существовала зона проницаемости, служившая источником значительного количества термальных вод, обогащенных кремнеземом. Разнос  $\text{SiO}_2$  происходил вдоль всего морского бассейна, однако садка кремнистых толщ осуществлялась только в пределах этой поднятой тектонической формы. К востоку от нее интенсивный и быстрый снос терригенного материала сильно разбавлял осаждавшийся коллоид кремнезема, что в конечном счете и обусловило отсутствие здесь стратифицированных



Фиг. 45. Схема распределения осадочных образований в Байконурской геосинклинали в конце нижнего кембрия.

1 — область размыва; 2 — область накопления кремнистых отложений; 3 — область накопления карбонатных и терригенных отложений; 4 — область накопления известняковых брекчий; 5 — мощность отложений в метрах

горизонтов кремнистых пород.

Таким образом, к концу курайлинского времени продолжают существовать две крупные структурные единицы: область западного ограничения Майтубинско-Карсакпайского антиклинория (Коксу-Жалтауский блок)

и область глубокого прогиба — Байконурская геосинклиналь. Внутри последней к концу нижнего кембрия обособляется внутреннее поднятие, находившееся на месте современного Киякты-Булантинского блока. В дальнейшем эту положительную структуру я буду называть Киякты-Булантинским поднятием.

В заключение остановимся еще на одном вопросе. Как мы знаем, образования курайлинской свиты в наиболее прогнутой части Байконурской геосинклинали в большинстве случаев окрашены в различные оттенки красного цвета. Л. И. Боровиков указывает на следующие причины такой окраски пород: «Преобладающее значение имеет присутствие в породах того или иного количества тонкодисперсного гематита и мелких зерен кварца, облекаемых тонкой пленкой гидроокислов железа, а также аморфных гидратов окиси железа типа феррогеля и лимонита. Значительно меньшую роль играет марганец...» (1955, стр. 145—146). Каков же источник Fe и Mn в породах курайлинской свиты? Возможно, что эти элементы выносились реками в морской бассейн, где и происходило их осаждение. Однако возможен и другой путь: термальные источники, приносившие SiO<sub>2</sub> в морской бассейн, одновременно выносили Fe и Mn, который осаждался очень близко к местам выходов терм.

Красный цвет яшм, зависящий от наличия в них Fe и Mn, по мнению Конти, «несомненно, является одним из тех факторов, что служат сильными аргументами против гипотез радиоляриевого генезиса яшм» (Conti, 1958, стр. 42). Конти считает, что эти элементы не связаны с подводными извержениями, а привнесены гидротермальными растворами.

В мезозойских (рэт-лейасовых) отложениях Альп «некоторые глинистые, мергелистые, известковые фации, интенсивно окрашенные в красный цвет, в большинстве случаев ассоциируют с яшмами в виде переслаивания с ними, либо в виде частичного или полного латерального их замещения, либо в виде постепенных литологических переходов (красные и зеленые яшмовые сланцы, фтаниты)». И далее: «В общем достаточно очевидно, и иногда несомненно, хронологическая связь между мезозойскими терригенными породами, окрашенными в красный цвет, яшмами и офиолитовыми проявлениями» (1958, стр. 43). Роль «офиолитовых проявлений» в нашем случае играют подводные термальные источники, обогащенные, кроме SiO<sub>2</sub>, железом и марганцем.

### Среднекембрийская эпоха

Среднекембрийская эпоха развития Байконурской геосинклинали начинается с формирования чрезвычайно своеобразной толщи байконурских конгломератов, облик которых был достаточно подробно описан в главе, посвященной стратиграфии этих отложений. О происхождении этих пород в геологической литературе нет единой точки зрения. Их специфический облик, а также широкое площадное распространение в Каратау позволило Д. В. Наливкину (1956) отнести их к ледниковым образованиям.

Близкой точки зрения придерживается и С. Г. Анкинович, который считает, «что осадки байконурской свиты в главной своей массе представляют тиллиты, грубообломочная фракция которых транспортировалась плавающими льдами континентального происхождения. В ряде же мест происходило накопление нормальных конгломератов» (1960, стр. 202—203).

Г. И. Макарычев для Большого Каратау (1961) и В. Г. Королев (1957) для Чаткало-Нарынской зоны Тянь-Шаня придерживаются иного взгляда: конгломераты байконурской свиты являются пролювиальными отложениями, которые накопились в морских условиях у подножия крутых уступов.

А. В. Волин образование конгломератов байконурской свиты в Улутау связывал с грандиозным гравитационным оползанием неуплотненных

осадков по более древнему ложу. Это оползание возникло в результате тектонических движений в салаирский этап складчатости.

По мнению Л. И. Боровикова, байконурские конгломераты в пределах Улутау «представляют собой конгломераты затопления, которые, как известно, образуются при опускании суши и наступлении на нее моря и, следовательно, в своем составе могут иметь большое количество материала континентального происхождения. При этом в них могут оказаться погребенными скопления обломочного материала типа конгломератов, брекчий, образовавшихся в результате осыпей и обвалов морен и т. д. В целом это, несомненно, морские образования, обладающие лишь различным первичным происхождением, и их следует рассматривать как своеобразную фацию подножий скалистого берега» (Боровиков, 1955, стр. 96).

Таким образом, на происхождение байконурских конгломератов существует несколько, иногда взаимоисключающих, точек зрения.

Однако, как мне кажется, вопрос их генезиса может быть решен, исходя из истории тектонического развития Байконурской геосинклинали и тех специфических черт внутреннего строения самой толщи, которая достаточно подробно была описана ранее.

Итак, к концу нижнего кембрия внутри Байконурской геосинклинали намечается некоторая дифференциация ее тектонического рельефа. В это время внутри единого плоского прогиба, который был свойствен раннему, нижнекембрийскому этапу развития, возникают геоморфологически выраженные прогибы и поднятия. Одно из таких поднятий, служившее источником подводного размыва, скорее всего находилось где-то в пределах современного Киякты-Булантинского блока. С востока эта положительная структура обрамлялась относительной впадиной, где накапливались наибольшие мощности песчаников, алевролитов и известняков. К востоку и к югу уровень дна морского бассейна постепенно повышался.

В байконурское время никакой существенной перестройки в распределении прогибов и поднятий внутри Байконурской геосинклинали не произошло. Анализ мощностей разрезов этой свиты позволяет нам восстановить области прогибов и поднятий времени образования байконурской свиты. Отчетливо выделяется область относительно глубокого прогиба, расположенного в районе современного русла р. Байконур, где мощность грубообломочных пород достигает 600 м. К западу и востоку полная мощность конгломератов уменьшается до 200 м в районе р. Джымыки и до 130 м (мощность неполная) в районе р. Бозинген, что, по-видимому, говорит о существовании относительно более поднятых областей, обрамлявших с востока и запада районы глубокого прогиба. Глубина этого прогиба, по всей видимости, уменьшалась в южном направлении, о чем свидетельствует мощность (400 м) конгломератов в бассейне р. Кара-Сире.

Таким образом, распределение областей относительных поднятий и прогибов в байконурское время является унаследованным от нижнекембрийского этапа. Как мы увидим ниже, эти тектонические формы в более молодые этапы развития Байконурской геосинклинали продолжают развиваться в том же плане.

В связи с вышесказанным становится вполне понятным то обстоятельство, что отложения байконурской свиты лежат всюду согласно, обычно с небольшим размывом на подстилающих их нижнекембрийских образованиях.

Все вышеперечисленные обстоятельства, вероятно, указывают на то, что никакой существенной тектонической перестройки внутри Байконурской геосинклинали в момент накопления конгломератов байконурской свиты не произошло. Поэтому нет никаких оснований предполагать

существование континентальных условий на территории Байконурской геосинклинали перед образованием пород байконурской свиты, которые необходимы для гипотезы «конгломератов затопления» (Боровиков, 1955). Эти же причины, а также явно морское происхождение пород байконурской свиты противоречат гипотезе материкового оледенения (Наливкин, 1956).

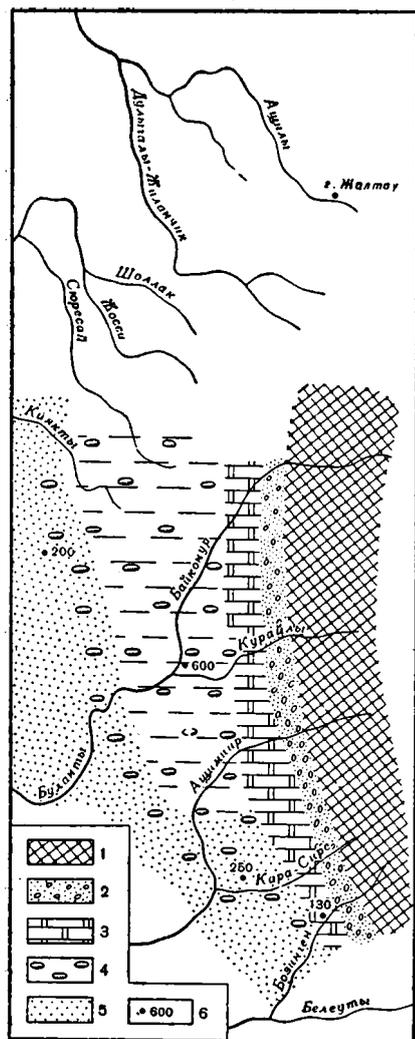
Принимая во внимание все вышесказанное, вряд ли можно считать, что в начале среднего кембрия внутри Байконурской геосинклинали происходил разрыв поднятий, сложенных докембрийскими породами. Но мы знаем, что конгломераты переполнены продуктами разрушения этих древних толщ. Ближайшие выходы докембрия в байконурское время, очевидно, располагались в районе антиклинория, т. е. в 20—25 км к востоку от зоны накопления конгломератов. Необходимо еще раз отметить, что все разности докембрийских и кембрийских пород, находящихся в пределах западной части Майтюбинско-Карсакпайского антиклинория, встречены в обломках конгломератов. Абсолютно ясно, что эта область в начале среднего кембрия являлась интенсивно размывавшимся участком. Тогда каким же образом обломки докембрийских пород были перенесены в глубь прогиба на расстояние от 20 до 40 км?

Необходимо напомнить, что при описании толщи байконурских конгломератов нами отмечалась чрезвычайно интенсивная дислокация слоистости пород этой свиты. Это следы течения илистого осадка, сложно сочетающиеся между собой пакеты пород на р. Байконур, типично оползневые складки и включения глыб в доломитах р. Бозинген и др. Здесь нет нужды описывать их второй раз. Эти факты показывают, что в процессе формирования толщи байконурских конгломератов существенную, если не основную, роль играли подводно-оползневые движения. Поэтому можно следующим образом представить способ переноса обломочного материала в глубь морского бассейна.

Дифференцированные движения в пределах Байконурской геосинклинали и Майтюбинско-Карсакпайской геоантиклинали в начале среднего кембрия привели к образованию крутого уступа вдоль области сочленения этих двух тектонических зон. Этот уступ проходил, очевидно, где-то вдоль современной границы между Коксу-Жалтауским и Бозингенским блоками. Как мы видели ранее, именно здесь в булантинское время существовала линейно вытянутая зона, пронизываемая для подводных гидротерм. Таким образом, местоположение этого тектонического уступа не случайно, а унаследовано от нижнекембрийской эпохи.

У подножия этого уступа в процессе обычной морской абразии накапливались морские конгломераты, постепенно сменявшиеся в глубь бассейна более тонкими осадками, в том числе и доломитовыми илами (р. Бозинген). Продолжавшиеся в процессе осадконакопления разнонаправленные движения в области геосинклинали и геоантиклинали привели к образованию общего пологого наклона дна морского бассейна в сторону его наиболее прогнутой части, т. е. Курайлы-Караадырского прогиба. В результате этого явления накопившиеся среднекембрийские осадки начали перемещаться вниз по склону. Величина угла наклона дна морского бассейна могла быть очень незначительна. Так, например, А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов приходят к выводу, что при оползании «величина предельного угла должна варьировать в зависимости от характера отложений, от величины коэффициента внутреннего трения последних» (1938, стр. 129). Авторы этой работы считают, что в случае илистого вещества скольжение осадков может возникать уже при углах наклона, колеблющихся от 50' до 1°30'. Более грубые осадки начинают ползти при величине угла наклона в 2°30'. Поэтому вполне логично предположение, что в нашем примере первыми начали оползать доломитовые илы, алевролиты и тонкие пески описанные в разрезе р. Бозинген.

Продолжающееся прогибание в центральной части геосинклинали, а следовательно, и увеличение угла наклона подводного склона приводят в конечном счете к тому, что массы прибрежных конгломератов с огромным количеством обломков докембрийских и нижнекембрийских пород также выводятся из района своего первоначального залегания и начинают перемещаться в глубь прогиба. Подводные оползни задерживаются у восточного подножия Киякты-Булантинского поднятия. Именно здесь, в пределах Курайлы-Караадырского прогиба, в районе современного русла р. Байконур, и наблюдаются их наибольшие мощности. Эти огромные подводно-оползневые массы при своем движении подвергались сложным деформациям. По пути они разрушали и захватывали с собой не только нижнекембрийские породы, выстилавшие дно бассейна, но и среднекембрийские осадки, успевшие уже накопиться к этому времени. Об этом, в частности, свидетельствуют обломки конгломератов и доломитов байконурской свиты внутри конгломератов этой же свиты.



Фиг. 46. Схема распределения осадочных образований в Байконурской геосинклинали в начале среднего кембрия (в момент отложения осадков байконурской свиты).

1 — область размыва; 2 — область накопления конгломератов; 3 — область спорадического накопления доломитов с включениями галек; 4 — область накопления «тиллитоподобных» конгломератов; 5 — область накопления песчаников; 6 — мощность отложений в метрах

Курайлы-Караадырского прогиба становится проницаемой для магматических расплавов. Излияния лав порфиритового состава возникают локально и сосредоточены в южной части Курайлы-Караадыр-

В это время внутри Киякты-Булантинского поднятия происходит обычная подводная абразия. Здесь накапливаются толщи мелкогалечных конгломератов и песчаников. Процесс интенсивного заполнения среднекембрийского прогиба подводно-оползневыми массами в конце концов привел к нивелировке поверхностей поднятия и прогиба. Именно в этот момент продолжающие поступать порции оползней начинают как бы перехлестывать через границу этих двух подводных структур и отлагаться в пределах поднятия. Наиболее быстро оказались заполненными менее прогнутые участки. Очевидно, такая область находилась в южной части Курайлы-Караадырского прогиба, в бассейне р. Кара-Сире. Поэтому в то время, когда в центральной части прогиба (район р. Байконур) все еще происходило накопление подводно-оползневых масс, в его южной части формировались нормальные морские песчаники. Палеогеографическая обстановка этого времени показана на фиг. 46.

В этот момент развития Байконурской геосинклинали область сочленения Киякты-Булантинского поднятия и

ского прогиба. Извержения сопровождались выносом пеплового материала, прослой которого встречены нами среди доломитов р. Бозинген.

Мощные подводные оползни обычно сопровождаются образованием подводных мутьевых потоков. На эту связь прямо указывают В. П. Петелин (1957), Б. С. Гизен и другие (1958), И. В. Хворова (1958). Суспензионные (или мутьевые) потоки «представляют собой погруженные взвешенным осадком придонные потоки, движущиеся вниз по склону. Морские осадки сами по себе уже содержат необходимые количества воды для суспензионного потока, и благодаря тиксотропности достаточно небольшого толчка, чтобы превратить их в мобильную массу. «Спусковым крючком» при этом могут быть землетрясения, сильные штормы, оползни, для возникновения которых достаточно превышения угла естественного откоса осадка, и другие причины» (Хворова, 1958, стр. 13).

В результате деятельности подводных потоков внутри конгломератов байконурской свиты появляются хорошо отсортированные слои мелкогалечных конгломератов, песчаников и алевролитов, описанных нами выше. Таким образом, происхождение конгломератов байконурской свиты очень похоже на таковое, описанное В. Н. Григорьевым и М. А. Семихатовым для нижнекембрийских «тиллитов» Енисейского края (1958) или Н. Д. Невеллом для пермских «тиллитов» северной Мексики (Newell, 1957).

Итак, можно приблизительно вычислить глубину прогиба, в котором накапливались подводно-оползневые толщи. Действительно, если принять максимальный угол наклона, при котором происходит подводное оползание, за  $2^\circ$  (а этот угол не будет завышенным, так как конгломераты и песчаники, очевидно, начнут перемещаться при большем угле), то мы получим минимальную глубину дна морского бассейна в пределах наиболее погруженной части Курайлы-Караадырского прогиба в 750—800 м. По всей видимости, эта величина должна была быть довольно постоянной в течение всего байконурского времени, иначе наклон дна морского бассейна будет меньшим, нежели это требуется для образования оползней.

Следовательно, при образовании «тиллитоподобных» конгломератов Улутату существенную роль играли подводные оползни и связанные с ними суспензионные потоки.

Однако все ли геологические факты, наблюдаемые нами в полевых условиях, однозначно указывают на исключительно подводно-оползневой генезис байконурских конгломератов?

Например, каким образом объяснить наличие гнездовидных скоплений валунов и галек изверженных пород внутри доломитов разреза р. Бозинген? Как объяснить наличие обломков пород жалтауской свиты в самом основании байконурской свиты на р. Курайлы и их взаимоотношение со слоистостью? (см. фиг. 6).

Такой характер слоистости и взаимоотношение с нею обломков не может быть объяснен ни оползневым, ни суспензионным ее происхождением. Л. И. Боровиков вполне справедливо объяснял происхождение такого типа слоистости следующим образом: «...во-первых, окатанные и неокатанные обломки попадали в основную (пелитоморфную) массу вмещающей породы в то время, когда последняя носила еще характер неуплотненного осадка, и затем постепенно были перекрыты тонкозернистым материалом того же состава и, во-вторых, что они падали на морское дно со сравнительно большой высоты. Однако поскольку погружение обломков во вмещающую массу обычно незначительное и не сопровождается резким вытеснением осадка по краям, можно сделать третье предположение, что удар обломков о неуплотненный осадок смягчался толстым слоем воды, через который они погружались на дно» (Боровиков, 1955, стр. 93).

Весьма возможно, что Л. И. Боровиков был прав, говоря о том, что обломки попадали сверху в неуплотненный осадок, но изгибание слоя под обломком, вероятно, связано не с силой удара его о дно, а с более сильным диагенетическим уплотнением осадка под тяжестью валуна или гальки.

Происхождение обломков в толще Л. И. Боровиков связывал с разрушением горных хребтов, окружавших область накопления конгломератов. Как уже было показано ранее, таких хребтов внутри Байконурской геосинклинали в конце нижнего кембрия и в начале среднего кембрия не существовало. Тогда единственным транспортирующим агентом, принесшим валуны и гальки внутрь морского бассейна, помимо оползней, могли быть только льды. При их таянии обломки падали на дно морского бассейна и попадали в еще неуплотненный осадок (р. Курайлы, доломиты с включениями валунов на р. Бозинген).

Однако тогда мы вправе, во-первых, предполагать, что на валунах может быть штриховка, и, во-вторых, подозревать наличие экзотических пород в составе обломков байконурских конгломератов.

Действительно, на обломках плотных голубоватых фельзитов встречаются неясные штрихи двух направлений (см. фиг. 8). Однако эти штрихи сами по себе еще не являются доказательством моренного происхождения обломка, так как аналогичные борозды могут возникать при подводных оползнях при трении одного обломка о другой. Более веским доказательством для существования ледниковых обломков, очевидно, будет являться наличие в конгломератах экзотических пород. Такие образования, как показало внимательное изучение галек и валунов байконурских конгломератов, встречаются.

Во-первых, это бурые онколитовые доломиты, во-вторых, — кварцевые гравелиты, цементированные доломитовым цементом, и, в-третьих, фиштакково-зеленые очень плотные тонкофлюидальные фельзиты. Очень интересно, что карбонатные породы сильно кливажированы и разбиты сетью карбонатных и кварцевых прожилков. Прожилки никогда не прокладываются в цементе конгломератов, а направление кливажа в обломках зачастую бывает перпендикулярно общему для конгломератов кливажу.

Доломиты и кварцевые гравелиты, по устному сообщению Г. И. Макарычева, очень похожи на таковые, встреченные в шованской и бақырлинской свитах Большого Каратау (1957). Там эти породы залегают в разрезе верхнего протерозоя (рифей?) между кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами и другими вулканическими и осадочными образованиями кайнарской свиты и базальными нижнекембрийскими конгломератами (ранская свита; Г. И. Макарычев, 1957). В пределах южного Улутау широким развитием пользуются аналоги кайнарской свиты (лакбайская свита) и ранской свиты (улутауская свита). Как мы знаем, конгломераты улутауской свиты непосредственно залегают на вулканогенных образованиях лакбайской свиты.

Таким образом, или аналоги бақырлинской и кайнарской свит в пределах Улутау были целиком уничтожены нижнекембрийской абразией, или же они вообще отсутствовали. Последнее предположение представляется более вероятным, так как в нижнекембрийских конгломератах Улутау не встречено ни одного обломка карбонатных пород. В том или другом случае в среднекембрийское время карбонатные обломки не могли поступать в конгломераты за счет местных источников сноса. Можно думать, что они транспортировались льдами или из хр. Каратау, или же из горных сооружений, соединявших Улутау и Каратау в среднекембрийское время. В результате этого процесса образовались осадки, которые следует относить к морским ледовым отложениям, ареал развития которых соответствует области распространения плавучих льдов (Лисицын, 1958). Такие льды способны разнести обломочный материал на расстояние до 1500 км (Лисицын, 1955). Вряд ли это были айсберги, возникающие при

колоссальных материковых оледенениях. В области Улутая и Каратау в результате энергичного их воздымания в начале среднего кембрия скорее могли образоваться горные ледники или сезонные речные льды. При таянии льдин переносимый ими обломочный материал попадал на морское дно, где смешивался с подводно-оползневыми массами.

Таким образом, байконурские конгломераты Улутая представляют собой полигенетический комплекс осадков, возникший в результате сложного сочетания подводно-оползневых и ледниковых процессов.

### *Кембрийский и ордовикский периоды*

#### Средне-верхнекембрийская и нижнеордовикская эпохи и лланвирнский век

Таким образом, в начале среднего кембрия в южном Улутая устанавливается этап интенсивных вертикальных подвижек, приведший к образованию глубокой впадины и поднятия. Внутри впадины (Байконурская геосинклиналь) на фоне общего опускания продолжалась дифференциация относительно более мелких тектонических форм, унаследованных от нижнекембрийского этапа развития геосинклинали. В результате этого процесса в начале среднего кембрия оформились Киякты-Булантинское поднятие и Курайлы-Караадырский прогиб. Восточная часть геосинклинали, совпадающая в современной структуре с Бозингенским блоком, являлась склоном этого прогиба, где существовали более мелководные условия по сравнению с западной.

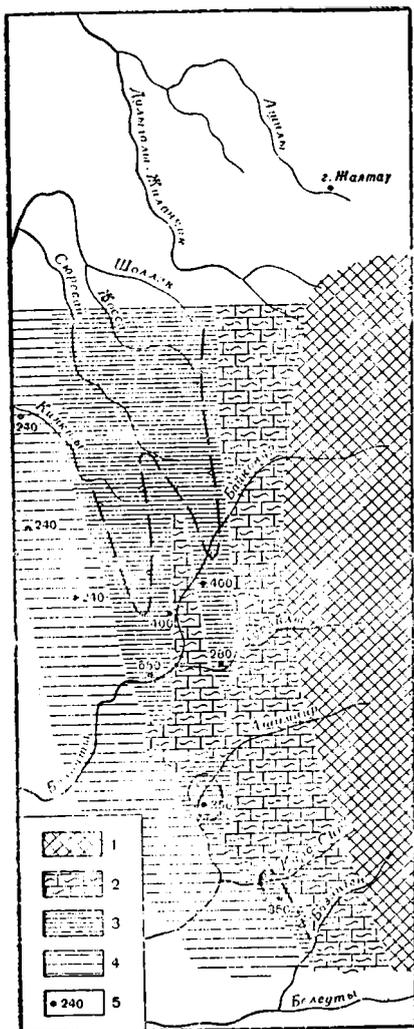
После вышеописанного этапа наступает длительный период относительно более спокойного развития Байконурской геосинклинали, охватывающий средне-верхнекембрийский, нижнеордовикский и лланвирнский отрезки времени. В это время зона проницаемости, возникшая в области сочленения Киякты-Булантинского поднятия и относительного прогиба, располагавшегося восточнее, вновь становится проницаемой для растворов, содержащих большое количество  $\text{SiO}_2$ . Осаждение кремнезема беспрерывно продолжается в течение описываемого отрезка времени как в пределах относительного поднятия, так и в зоне прогиба. Лишь временами этот процесс локально затухивался относительно более быстрым осаждением карбонатного материала (ащимиурская свита). Вынесенный термальными источниками кремнезем отлагался в непосредственной близости от зоны проницаемости. Поэтому наиболее мощные толщи кремнистых пород отлагались в области Курайлы-Караадырского прогиба. В восточной части Байконурской геосинклинали в это время накапливается менее мощный комплекс осадков, который был затем сильно размыв в среднем ордовике. Схема распределения осадков в этот этап развития Байконурской геосинклинали показана на фиг. 47.

Начиная с верхней половины среднего кембрия прогибание в пределах наиболее погруженной части Байконурской геосинклинали происходило неравномерно. Именно в этот момент закладываются крупные, линейно вытянутые конседиментационные синклинали и антиклинали, выделенные мною под названием Сюресай-Байконурской, Каргалы-Байконурской синклиналей и Жоссинской антиклинали.

На фоне общего, очень медленного прогибания<sup>1</sup> относительно более быстро опускается дно Сюресай-Байконурской синклинали. Поэтому в ее осевой части накапливается толща кремнистых и карбонатных пород мощностью минимум в 500 м. Сравнительно более медленно прогибается восточная часть синклинали, смежная с Жоссинской антиклиналью. Мощ-

<sup>1</sup> Максимальная мощность осадков, образовавшихся за средне-верхнекембрийский (начиная со времени формирования пород коктальской свиты) и нижнеордовикский периоды и лланвирнский век, равна 500 м.

ность средне-верхнекембрийских и нижнеордовикских осадков в крыле синклинали максимально достигала 400 м. Очевидно, более интенсивно прогибается северная часть синклинали (район р. Сюресай), где неполная мощность верхней подсвиты карасуирской свиты равна 170 м. Мощность этой же части разреза в южной части синклинали (р. Северная) — 140 м. Прогибание в пределах Сюресай-Байконурской синклинали в общем полностью компенсировалось осадкообразованием. Однако в отдельные моменты скорость накопления осадков в крыльях и ядре синклинали отставали от скорости прогибания. В результате этого явления дно морского бассейна приобретало наклон в сторону оси синклинали. Отлагавшиеся на наклонном дне осадки начинали перемещаться вдоль склона. В результате такого скольжения по наклонной поверхности и образовались пласты брекчиевидных известняков ащмиурской свиты. Подобные же образцы формировались пятнистые яшмы верхней подсвиты карасуирской свиты. Таким образом, уже в процессе прогибания Сюресай-Байконурской синклинали пласты могли приобрести наклоны в сторону ядра этой тектонической формы.



Фиг. 47. Схема распределения осадочных образований в Байконурской геосинклинали к концу лавирирского века.

1 — область размыва; 2 — область накопления маломощных кремнисто-карбонатных осадков; 3 — область накопления относительно мощных кремнисто-карбонатных осадков; 4 — область накопления маломощных кремнистых осадков; 5 — мощность отложений в метрах

Относительно более медленно прогибалась Каргалы-Байконурская синклинали. Максимальная мощность осадков, накопившихся в области южного центриклинального ее замыкания за отрезок времени от среднего кембрия до лавирирна, равна 300 м. В этой тектонической форме также более быстро прогибаются северные части, о чем нам говорит постепенное увеличение в этом направлении мощностей всех стратиграфических горизонтов, доступных наблюдению (см. фиг. 11). Спокойное прогибание в пределах Каргалы-Байконурской синклинали было неблагоприятно для формирования оползневых толщ. Поэтому пачки брекчиевидных известняков обладают здесь меньшими мощностями, чем пачки Сюресай-Байконурской синклинали. Так, например, на юге Сюресай-Байконурской синклинали мощность пачки брекчиевидных известняков равна 80 м, а на юге Каргалы-Байконурской — всего 20 м.

Интересно, что пачки брекчиевидных известняков образовались только в области центриклинального замыкания и восточного крыла Каргалы-Байконурской синклинали. В западном крыле этой синклинали отлагаются микрослоистые углистые известняки, мощность которых в районе устья р. Северной равна 40 м. Такое специфическое положение пачки

брекчиевидных известняков в восточном крыле Каргалы-Байконурской синклинали, очевидно связано, с тем, что восточный борт этой тектонической формы располагался близ уступа, заложившегося уже в среднем кембрии. Как мы помним, вдоль этого тектонического элемента происходит резкое сближение разных фаций в байконурской свите. По всей видимости, этот уступ и определял относительно более крутые углы наклона пород в восточном крыле Каргалы-Байконурской синклинали, что и обуславливало подводное скольжение осадков.

Жоссинская антиклиналь в это время, очевидно, была полностью погребена под слоем накопившихся осадков. Об этом нам говорит поразительное тождество фаций во всех стратиграфических горизонтах рассматриваемого отрезка времени. В ядре этой антиклинали, вероятно, мощности средне-верхнекембрийских и нижнеордовикских осадков были значительно меньшими, чем в смежных синклиналях. Постепенное уменьшение мощностей от центра синклиналей по направлению к ядру Жоссинской антиклинали дает нам право предполагать вышесказанное.

Таким образом, в среднем кембрии продолжал развиваться Курайлы-Караадырский прогиб, внутри которого дифференцировались более мелкие конседиментационные тектонические формы. В процессе своего развития эти синклинали и антиклинали приобретают асимметричную форму. Так, например, западное крыло Жоссинской антиклинали было круче восточного. Относительно крутым был и восточный борт Каргалы-Байконурской синклинали.

В южной части этого прогиба (район современного русла рек Коктал и Кара-Сире) также происходит образование конседиментационных впадин, в которых накапливаются те же комплексы пород, что, возможно, указывает на полное перекрытие дна этой тектонической формы средне-верхнекембрийскими и нижнеордовикскими породами. Однако эти синклинали не обладали той совершенной линейной формой, столь характерной для Каргалы-Байконурской и Сюресай-Байконурской синклиналей. Это, вероятно, были отдельные изометричные и брахиформные синклинали, разделявшиеся между собой относительно более поднятыми участками. В этих синклиналях, так же как и на поднятых участках, в морских условиях происходило накопление кремнистых и карбонатных осадков. Однако мощности их в синклиналях были значительно больше, чем в поднятиях. Эта разница в мощностях не могла быть уничтожена никакими последующими размывами. Такое ячеистое строение синклиналей в южной части прогиба связано с тем, что эти конседиментационные тектонические формы заложилась в области, относительно поднятой к началу их формирования. Такое поднятое положение южной части прогиба неоднократно отмечалось ранее для времени накопления осадков как курайлинской свиты, так и байконурской.

Уже было сказано выше, как в это время в области восточного крыла Курайлы-Караадырского прогиба накапливался сравнительно маломощный чехол средне-верхнекембрийских и ордовикских осадков. Мощность терескенсайской свиты здесь сравнительно невелика (300—350 м). Таким образом, область современного Бозингенского блока продолжала оставаться относительно поднятой по сравнению с центральной частью Курайлы-Караадырского прогиба. Сочленение этих двух областей происходило вдоль уступа, который, возможно, возник еще в байконурское время. Именно вдоль этого тектонического элемента и располагался восточный борт Каргалы-Байконурской синклинали.

Область Киякты-Булантинского поднятия оставалась унаследованно поднятой. В ее пределах отлагались только кремнистые породы, выделенные мною в терескенсайскую свиту. Их суммарная мощность значительно меньше мощностей соответствующих им по возрасту осадков в пределах Курайлы-Караадырского блока.

Никакой существенной дифференциации на впадины и поднятия внутри этого поднятого участка не происходило. Именно поэтому и мощности, и фации терескенсайской свиты исключительно выдержаны по всей площади Киякты-Булантинского поднятия.

Это обстоятельство представляется мне очень интересным. Действительно, в пределах унаследованного прогиба происходит четкая дифференциация конседиментационных тектонических форм. В пределах унаследованного поднятия такое явление отсутствует.

Зона сочленения Киякты-Булантинского поднятия со смежным с ним на востоке Курайлы-Караадырским прогибом проходила в это время, очевидно, вдоль зоны проницаемости, которая, как мы предполагаем, возникла уже в нижнем кембрии. В подводном рельефе эта область, возможно, имела вид уступа или крутого склона, наклон которого был направлен в сторону прогиба. Величина градиента перепада вдоль этого уступа между областями поднятия и прогиба, очевидно, постепенно увеличивалась в северном направлении, что связано с большим прогибанием Сюресай-Байконурской синклинали на севере.

### Лландейльский век и первая половина карадокского века

Итак, к концу лланвирнского века в пределах южного Улутау продолжали существовать геантиклинальное поднятие (Майтубинско-Карсакпайский антиклинорий) и геосинклинали прогиб (Байконурская геосинклинали). В пределах геантиклинального поднятия или накопились маломощные образования среднего — верхнего кембрия и нижнего ордовика — лланвирна, или же осадкообразования вообще не происходило.

В пределах Байконурской геосинклинали на фоне общего прогибания продолжают существовать унаследованные от более ранних этапов развития области относительных поднятий и прогибов. Поднятыми были участки современных Киякты-Булантинского и Бозингенского блоков. Относительно прогнутой остается область Курайлы-Караадырского прогиба. Внутри этой последней тектонической формы дифференцировались отдельные более мелкие конседиментационные прогибы (синклинали) и поднятия (антиклинали).

В лландейском веке и в первой половине карадокского века унаследованно поднятым остается Киякты-Булантинское поднятие. В пределах Курайлы-Караадырского прогиба продолжают нисходящие движения. Долландейское поднятие в районе современного Бозингенского блока становится областью глубокого прогиба.

В пределах Курайлы-Караадырского прогиба наиболее интенсивное прогибание вновь локализуется в пределах Сюресай-Байконурской и Каргалы-Байконурской синклиналей. Как и в нижнем ордовике, наиболее интенсивно опускаются северные части этих тектонических форм. Здесь за относительно короткий промежуток времени накопилась мощная (от 2500 до 4000 м) толща терригенных образований. По-видимому, эта величина достаточно точно отражает глубину прогибания. На это указывает следующий факт. Как мы знаем, в разрезах дулыгалинской свиты, особенно в верхней ее подсвите, многократно повторяются горизонты песчаников со следами волноприбойных знаков. Это обстоятельство свидетельствует о приблизительно одинаковой глубине накопления осадков в течение длительного отрезка времени. Тогда мы можем достаточно уверенно говорить о полной компенсации прогибания осадконакоплением. Следовательно, порядок мощностей пород, накопившихся во время лландейского века и нижней части карадокского века, будет отвечать величине одновременного прогибания.

Таким образом, амплитуда прогибания в пределах конседиментационных синклинали в дулыгалинское время несравненно больше таковой, наблюдавшейся в этих же участках Байконурской геосинклинали в среднем—верхнем кембрии и нижнем ордовике. Естественно, что несравненно больше и скорость накопления осадков.

В продолжавшей прогибаться Сюресай-Байконурской синклинали накапливается комплекс терригенных пород зеленого цвета. Обломочный материал поставлялся в прогнутые части морского бассейна в результате подводного размыва Киякты-Булантинского поднятия и свода Жоссинской антиклинали. Наиболее интенсивно размывалось Киякты-Булантинское поднятие, о чем свидетельствует огромное количество обломков красных яшм терескенсайской свиты в песчаниках дулыгалинской свиты в западном крыле Сюресай-Байконурской синклинали. Обломочный материал не поступал далеко в глубь прогиба, а накапливался в непосредственной близости от поднятия. Это и обусловило большую мощность (4000 м) и грубозернистый характер осадков в западном крыле Сюресай-Байконурской синклинали. В это же время размывается свод Жоссинской антиклинали. О размыве антиклинали свидетельствуют многочисленные мелкие обломки яшм карасуирской свиты в песчаниках нижней части дулыгалинской свиты. Процесс подводной морской абразии поднятой тектонической формы протекал сравнительно медленно и поставлял в погруженные части бассейна очень тонкозернистый материал. Это обстоятельство и обусловило относительно малую мощность дулыгалинской свиты (2800 м) в восточном крыле Сюресай-Байконурской синклинали, а также наличие большого количества пластов мелкозернистых песчаников и алевролитов.

В пределах Каргалы-Байконурской синклинали также происходит накопление мощной толщи песчаников и алевролитов. Область наибольшего погружения синклинали в это время несколько смещается к западу. Так же как и в Сюресай-Байконурской синклинали, наибольшие мощности лландейльских и нижнекарадокских осадков накапливаются в северной части Каргалы-Байконурской синклинали.

Интенсивное погружение осевых частей синклинали, унаследованное от нижнеордовикской эпохи, естественно, не могло не отразиться на более древних породах. Средне-верхнекембрийские и нижнеордовикские образования, залегающие в краевых частях синклинали, также были вовлечены в более молодое прогибание. Это прежде всего отразилось в углах наклона пород этого относительно более древнего комплекса.

Действительно, интенсивное погружение центральной части синклинали и некоторое отставание при этом процессе ее краевых частей должно было неминусом привести к постепенному увеличению углов наклона пород в крыльях синклинали. В каждый конкретный момент развития конседиментационной синклинали кровля самого молодого пласта будет иметь или горизонтальную, или слабопрогнутую поверхность. В сечении каждый пласт будет иметь форму плоско-выпуклой линзы, наибольшая толщина которой приурочена к центру синклинали. Очевидно, кровля такого пласта будет параллельна подошве в ядре прогиба и непараллельна в крыле. При этом в крыле складки подошва пласта будет наклонена круче, чем его кровля. В то же время сама подошва (или кровля нижележащего пласта) будет обладать меньшим углом наклона, чем подошва более древнего слоя, и т. д. Поэтому в рассматриваемом случае можно заранее предположить, что чем интенсивнее нисходящие движения в центральной части конседиментационной синклинали, тем более крутыми будут углы наклона древних пород в ее крыльях. Или иными словами: чем больше мощность пород в ядре конседиментационной синклинали, тем круче углы наклона в ее крыльях (в условиях полной компенсации прогибания осадконакоплением). Поэтому в синклинали, в которой доказано закономерное

изменение фаций и мощностей, т. е. ее конседиментационная природа, а также полная компенсация прогибания осадконакоплением, в принципе должны наблюдаться следующие морфологические закономерности.

1. Постепенное увеличение крутизны углов наклона пород вкрест простирания складки. Практически это означает, что при больших мощностях в ядре складки залегание может меняться от горизонтального в ядре складки до очень крутого ( $50-70^\circ$ ) в крыльях.

2. Постепенное увеличение крутизны углов наклона пород вдоль простирания складки. Последнее обстоятельство справедливо для линейных неравномерно прогибающихся синклиналей. В этом случае углы падения пород могут изменяться также в очень широких пределах, постепенно увеличиваясь в направлении более прогнутой части.

Как мы видели ранее, в главе «Структура Байконурского синклинория», все эти закономерности прекрасно подтверждаются данными по Сюресай-Байконурской и Каргалы-Байконурской синклиналиям.

Перейдем затем к некоторым специфическим особенностям, сопровождающим формирование конседиментационных синклиналей в Курайлы-Караадырском прогибе.

Образование крутого восточного крыла в процессе интенсивного средне-верхнеордовикского прогибания Сюресай-Байконурской синклинали, а также непрерывный размыв сводовой части Жоссинской антиклинали, привели к обрушению и оползанию пакетов более древних пород, вскрытых подводной абразией в восточном крыле и районе центриклинального замыкания синклинали. Именно в этот момент глыбы ащимиирских известняков и кремнистых пород карасуирской свиты сползают на песчаники и алевролиты дулыгалинской свиты, образуя надвиг, описанный мною ранее в восточном крыле Сюресай-Байконурской синклинали. В связи с тем, что породы перемещались в глубь прогиба, плоскость этого надвига падает в восточном направлении.

С этим же моментом развития синклинали, возможно, связано и образование трех покровов, переместившихся из области центриклинального замыкания синклинали в сторону ее наиболее погруженной части.

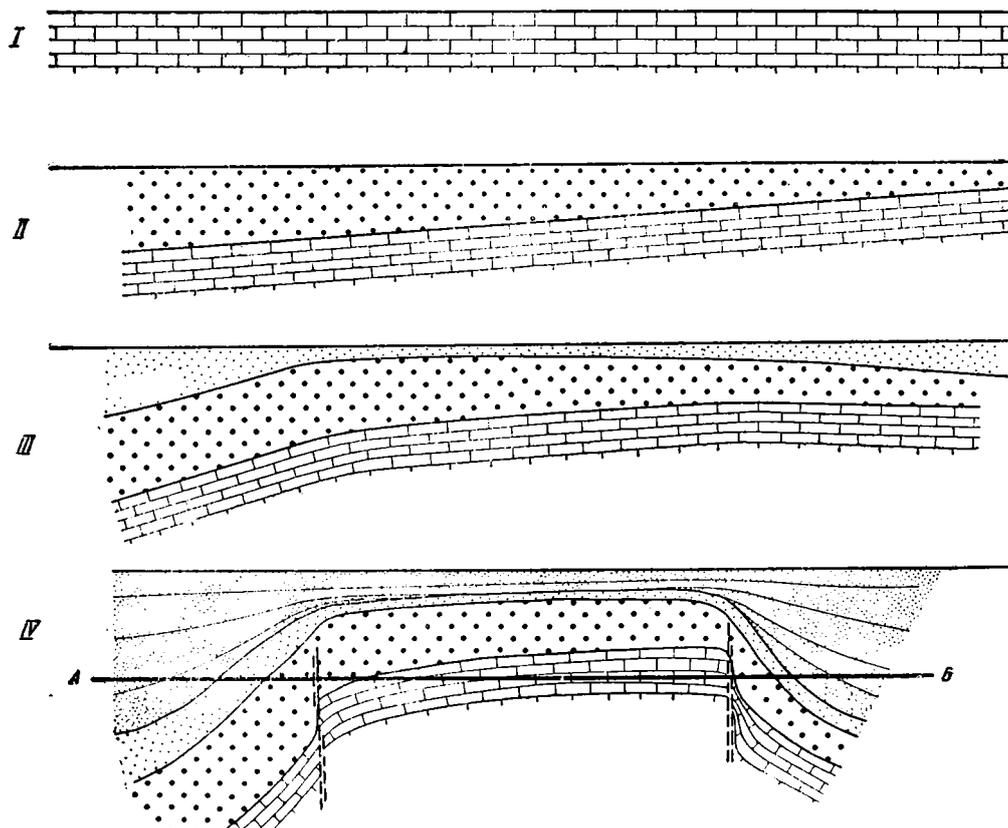
Быстрое погружение синклиналей существенно изменило не только строение краевых частей этих тектонических форм, но и морфологию разделявшей их антиклинали.

Как мы знаем, ядро этой антиклинали, вскрытое р. Курайлы, имеет резко асимметричное строение. Известняки и песчаники курайлинской свиты, слагающие наиболее древнюю часть этой антиклинали, в целом образуют моноклираль, полого наклоненную в западном направлении, которая местами осложнена флексурами. В то же время более молодые отложения верхнего кембрия, нижнего, среднего и верхнего ордовика на продолжении этой моноклинали формируют симметричную антиклиналь, в ядре которой породы падают от центра в разные стороны. Следовательно, Жоссинская антиклиналь имеет как бы двухъярусное строение. Нижний «ярус», образованный породами курайлинской и, возможно, байконурской свит, формирует моноклираль. Верхний «ярус», в котором участвуют образования коктальской, ащимиирской, карасуирской и дулыгалинской свит, слагают четкую антиклиналь, которая как бы облекает более древнюю моноклираль. В объяснении такого «ярусного» строения Жоссинской антиклинали и лежит ключ к решению ее происхождения.

По моему мнению, Жоссинская антиклиналь возникла в среднем—верхнем кембрии в результате медленного поднятия ее свода, а также в результате неравномерного погружения окружающих ее участков Курайлы-Караадырского прогиба. Эти прогибы (синклинали) образовались на древнем (дококтальском) горизонтальном (или почти горизонтальном, основании, реликты которого мы видим в ядре антиклинали (см. фиг. 28).

Историю развития этой тектонической формы мы можем проследить со времени формирования терригенно-карбонатного комплекса курайлинской свиты (см. фиг. 48).

В конце нижнекембрийской эпохи в пределах Курайлы-Караадырского прогиба накопилась мощная толща песчаников, алевролитов и известняков, скорость накопления которых полностью компенсировала собой



Фиг. 48. Схема, иллюстрирующая историю развития Жессинской антиклинали. I — в курайлинское время; II — в байконурское время; III — в средне-верхнекембрийское и нижнеордовикское время; IV — в нижнедульгаинское время; А—Б линия современного эрозийного среза

прогибание, о чем свидетельствует монотонный характер всей толщи. Общий характер этого комплекса пород, по всей видимости, говорит о сравнительно мелководных условиях его образования. Поэтому можно думать, что до начала интенсивных среднекембрийских подвижек кровля пород курайлинской свиты была, во-первых, горизонтальна, а во-вторых, находилась сравнительно близко к уровню моря. Как мы помним, в среднем кембрии в пределах Курайлы-Караадырского прогиба произошло резкое углубление дна морского бассейна минимально до уровня 700 м. Это прогибание в первый момент не компенсировалось осадками (возможно, в этот момент произошло накопление 15-метровой пачки углистых сланцев, очень похожих на темные глинистые сланцы некомпенсированных прогибов).

Поэтому к началу среднего кембрия кровля пород курайлинской свиты приобрела пологий наклон в сторону наиболее погруженной части Курайлы-Караадырского прогиба. Этот прогиб в Байконурское время был

заполнен подводно-оползновыми массами. Прекращение поступления оползней в центральную часть Байконурской геосинклинали, очевидно, связано с полным выравниванием ее дна. Таким образом, можно думать, что в момент начала отложения пород кокतालской свиты поверхность дна Байконурской геосинклинали в пределах Курайлы-Караадырского прогиба представляла собой горизонтальную плоскость. Прогибание, приведшее к образованию Сюресай-Байконурской и Каргалы-Байконурской синклиналей, началось на ровном месте в буквальном смысле этого слова.

Очень медленное средне-верхнекембрийское и нижнеордовикское прогибание, одновременное поднятию свода Жоссинской антиклинали, привело к незначительному наклону пород в кровле байконурской свиты в сторону опускавшихся участков. Породы, отлагавшиеся в крыльях синклиналей, уже в момент своего отложения приобрели пологие наклоны в стороны прогибавшихся участков, т. е. сформировали нормальные крылья антиклинали. Последующее, средне-верхнеордовикское прогибание в пределах Сюресай-Байконурской и Каргалы-Байконурской синклиналей и воздымание Жоссинской антиклинали еще больше увеличило углы наклона пород в краевых частях Жоссинской антиклинали. Это резкое погружение периферических частей антиклинали привело к образованию флексур, которые могли перейти в разломы. Облекание ядра антиклинали средне-верхнекембрийскими и ордовикскими породами, при непрекращающемся прогибании центральных частей синклиналей, сопровождалось образованием конседиментационных наклонов пород. Наиболее крутые углы падения наблюдаются в более древних породах этого конседиментационного комплекса пород. Таким образом, средне-верхнекембрийские и ордовикские отложения сформировали нормально построенную антиклиналь. В то же время нижнекембрийские породы в ядре антиклинали в общем сохраняют первичный наклон к западу, созданный еще в момент формирования конгломератов байконурской свиты.

Лландейльское опускание в южной части Курайлы-Караадырского прогиба наследует собой лланвирнское прогибание. Поэтому наибольшие мощности обломочных пород дулыгалинской свиты накапливаются в конседиментационных синклиналиях, которые были заложены еще в среднем—верхнем кембрии. Эти брахиформные впадины со всех сторон окружались более поднятыми участками, которые служили источником интенсивного размыва. Именно поэтому состав пород нижней части дулыгалинской свиты на юге Курайлы-Караадырского прогиба более грубый, нежели на севере. Абразия поднятых участков могла привести к частичному или полному размыву образований карасуирской свиты. Однако периоды размыва поднятий чередовались с периодами их относительного погружения. В эти моменты песчаники дулыгалинской свиты перекрывали значительную площадь в южной части Курайлы-Караадырского прогиба и могли трансгрессивно перекрывать более древние породы, чем отложения карасуирской свиты. Именно поэтому в этой части Курайлы-Караадырского прогиба песчаники дулыгалинской свиты иногда залегают на кремнистых сланцах кокतालской свиты.

Таким образом, в Курайлы-Караадырском прогибе в лландейльском веке и первой половине карадокского века продолжаются движения (опускания и поднятия), унаследованные от более раннего этапа развития. Резко отличная картина наблюдается в пределах современного Бозингенского блока. Как мы помним, до лландейльского времени область современного Бозингенского блока являлась склоном Курайлы-Караадырского прогиба. В пределах этой относительно более поднятой части геосинклинали отлагались маломощные долландейльские осадки, иногда отличавшиеся по фациям от соответствующих им по возрасту осадков в Курайлы-Караадырском прогибе. Внутри этой части Байконурской геосинклинали в нижнем и среднем кембрии удалось установить две текто-

нические границы, одна из которых располагалась вдоль современной границы Бозингенского и Коксу-Жалтауского блоков, а другая — в зоне сочленения Бозингенского и Курайлы-Караадырского блоков.

В лландейльском веке начинается интенсивное опускание восточной части Курайлы-Караадырского прогиба. Границы этого новообразованного прогиба совпадают или почти совпадают с границами тектонических зон, заложёнными еще в нижнем и среднем кембрии. Восточная граница этого прогиба совпадает с нижнекембрийской зоной проницаемости, а западная — с уступом, отделявшим области отложения различных фаций байконурской свиты. Образовавшийся прогиб заполнился мощной толщей граувакк, мощность которой в современном эрозионном срезе достигает 1500 м. Границы этого грауваккового прогиба уже в лландейльском веке и в первой половине карадокского века имели вид крутых флексур или даже разрывов, отграничивающих область современного Бозингенского блока от смежных с ним тектонических форм. Поэтому образовавшийся прогиб мы можем назвать грабеном. В дальнейшем я буду называть эту форму Бозингенским грабеном.

Процесс интенсивного прогибания Бозингенского грабена и размыв окружающих, относительно более поднятых участков привел к заполнению его мощной толщей зеленых песчаников, мелкогалечных конгломератов, алевролитов и аргиллитов. Опускание в пределах грабена происходило неравномерно. В периоды его замедления обломочные толщи накапливались и в пределах поднятых участков, т. е. в Майтубинско-Карсакпайском антиклинории и в южной части Курайлы-Караадырского прогиба. В результате этого явления отложения дулыгалинской свиты резко трансгрессивно перекрыли рифейские и нижнекембрийские породы, участвующие в строении западной части Майтубинско-Карсакпайского антиклинория. Внутри самого Бозингенского грабена прогибание происходило также неравномерно. Наиболее интенсивно прогибались части грабена, примыкавшие к древним поверхностям раздела между отдельными тектоническими формами. Поэтому внутри Бозингенского грабена образовалось два глубоких прогиба, вытянутых в меридиональном направлении. Восточный из них был расположен вдоль области сочленения грабена и антиклинория, а западный — вдоль границы Курайлы-Караадырского прогиба.

Глубокое прогибание в этих узких линейных синклиналях не могло не отразиться на смежных с ними частях Байконурского синклинория. Можно предполагать, что в этот момент краевые части Майтубинско-Карсакпайского антиклинория были вовлечены в прогибание Бозингенского грабена. В результате этого процесса рифейские и нижнекембрийские породы в западной части Майтубинско-Карсакпайского антиклинория приобрели достаточно крутые наклоны в сторону Бозингенского грабена. Тем самым первичный наклон пород, возникший еще в рифее, был увеличен в лландейльское время.

Описанные две синклинали, возникшие внутри Бозингенского грабена, разделялись более поднятым, антиклинальным участком. Породы дулыгалинской свиты, облекавшие свод этой антиклинали, уже в процессе осадконакопления могли приобрести наклоны в сторону от ядра этого поднятия. Здесь важно отметить следующее обстоятельство. Как мы знаем, область современного Бозингенского блока в течение всей известной нам части кембрия, нижнего ордовика и лланвирнского века являлась областью, относительно поднятой по отношению к центральной части Курайлы-Караадырского прогиба. Поэтому в пределах Бозингенского блока отлагались сравнительно небольшие по мощности комплексы средневерхнекембрийских и нижнеордовикских осадков. Этот маломощный чехол нижнего палеозоя был легко смыт со свода антиклинали, образовавшейся в центральной части грабена в дулыгалинское время, и осадки

дулыгалинской свиты здесь местами легли непосредственно на породы байконурской свиты среднего—верхнего кембрия. В то же время области линейно вытянутых прогибов, окружавших антиклиналь, особенно наиболее их погруженные части, испытали меньший размыв. Поэтому вполне вероятно, что там мог сохраниться непрерывный разрез среднего—верхнего кембрия и нижнего ордовика, ныне погребенный под толщей дулыгалинских обломочных пород.

Подчеркнем еще одну особенность геологического строения, которая была изложена ранее, в главе, где рассматривалась стратиграфия этих отложений. Максимальная мощность дулыгалинской свиты как на юге, так и на севере Бозингенского грабена не превышает 1500 м. Это значит, что кровля доландейльских осадков, на которой накапливались осадки дулыгалинской свиты, нигде не была погружена глубже 1,5 км. Поэтому если мы проведем продольный профиль по этой поверхности вдоль простирации любой из тектонических форм Бозингенского блока, то он будет иметь вид горизонтальной линии.

В то же время, если мы проведем такой же профиль по этой же поверхности вдоль простираия Каргалы-Байконурской синклинали, то в ней эта линия будет постепенно погружаться в северном направлении, что связано с более интенсивным погружением северной части синклинали в ордовике. Как мы знаем, в этом районе накопилось 3200 м осадков, относимых нами к дулыгалинской свите. Таким образом, градиент перепада между доландейльскими поверхностями осадконакопления в Бозингенском грабене и Курайлы-Караадырском прогибе постепенно увеличивается в северном направлении.

Это обстоятельство очень существенно и объясняет многие, казалось бы, непонятные на первый взгляд особенности структуры смежных частей Бозингенского грабена и Курайлы-Караадырского прогиба.

Как мы знаем, в южной части района, в современной структуре Бозингенский блок отделяется от Курайлы-Караадырского разрывным нарушением, причем опущенным является Бозингенский блок. В северной же части района эти два блока разделяются крутой флексурой, причем опущен уже Курайлы-Караадырский блок. Такая структура зоны сочленения этих двух блоков была заложена уже в среднем—верхнем ордовике.

В первый момент образования Бозингенского грабена вся краевая часть Курайлы-Караадырского прогиба по отношению к нему являлась областью относительно поднятой.

В это время в краевой части Курайлы-Караадырского прогиба образуется крутая флексура, возможно, осложненная разрывом, породы в которой наклонены в сторону Бозингенского грабена. Это же направление наклона приобретают в процессе накопления и осадки дулыгалинской свиты. Однако затем опускание в пределах северной части Курайлы-Караадырского прогиба как бы обгоняет таковое в пределах Бозингенского грабена. Поэтому в какой-то момент развития Каргалы-Байконурской синклинали (конец лландейльского или начало карадокского веков) ее северная часть становится областью относительного прогиба по отношению к зоне Бозингенского грабена. Поэтому осадки, накапливающиеся в пределах восточного крыла Каргалы-Байконурской синклинали, в это время начинают приобретать конседиментационные наклоны в сторону наиболее опущенных частей синклинали. В то же время южная часть Каргалы-Байконурской синклинали продолжает оставаться областью относительного поднятия по отношению к Бозингенскому грабену.

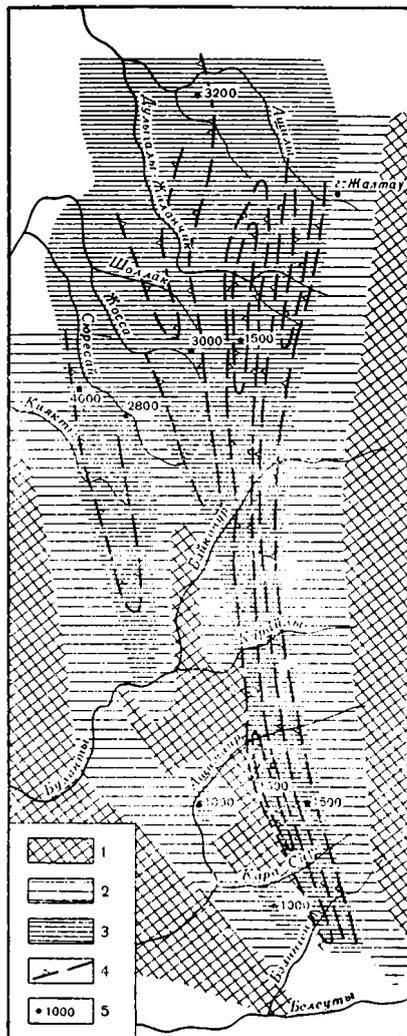
Интересно тектоническое положение Бозингенского грабена. Как это хорошо видно из изложенного материала, он образовался на конечной стадии развития Байконурской геосинклинали, в области сочленения ее с древним поднятием, т. е. по времени своего образования и положению в геосинклинали Бозингенский грабен в миниатюре очень напоминает

краевые прогибы герцинских и альпийских геосинклинальных областей. Однако этот грабен резко отличается по составу выполняющих его формаций. Со временем образования Бозингенского грабена, очевидно, совпадает внедрение гранитоидной магмы. Массивы гранодиоритов, прорвавшие все нижнепалеозойские осадки, в том числе и нижние горизонты дулыгалинской свиты, располагаются строго вдоль границ Бозингенского грабена. Одни из этих массивов (Сарытау) внедряются вдоль флексуры, отделившей в верхнем ордовике область Бозингенского грабена от Майтубинско-Карсакапайского антиклинория, другие своим положением обязаны древней поверхности сочленения между рифейским прогибом и протерозойским антиклинорием (Актасская зона разломов).

Область Киякты-Булантинского поднятия в лландейльском веке и первой половине карадокского века оставалась унаследованно поднятой. Относительно близкое к поверхности моря положение до лландейльских пород привело к слабому размыву их поверхности. В результате этого процесса в основании дулыгалинской свиты образовались пласты крупнозернистых песчаников, содержащих большое количество обломков красных яшм. В это время вся область поднятия была перекрыта маломощным чехлом песчаников и алевролитов дулыгалинской свиты. Большая часть этого покрова впоследствии была смыта, и на территории блока образования дулыгалинской свиты остались лишь в отдельных синклиналях.

Вышесказанное справедливо для центральной части Киякты-Булантинского поднятия. Однако его краевая часть в лландейльском веке подвергалась интенсивному размыву, о чем свидетельствуют многочисленные обломки красных яшм в песчаниках дулыгалинской свиты, слагающих западное крыло. Сюресай-Байконурской синклинали.

Область сочленения Киякты-Булантинского поднятия с Курайлы-Караадырским прогибом к концу первой половины карадокского века выглядела как крутая флексура или даже разлом, наибольшая амплитуда перемещения вдоль которого наблюдалась на севере. Такое как бы шарнирное строение разлома или флексуры связано с более интенсивными нисходящими движениями в северной части Курайлы-Караадырского прогиба. Таким образом, структура зоны сочленения Киякты-Булантинского поднятия с Курайлы-Караадырским прогибом в конце первой половины карадокского века была точно такая



Фиг. 49. Схема распределения осадочных образований в Байконурской геосинклинали в конце первой половины карадокского века.

1 — области размыва; 2 — область накопления маломощных терригенных осадков; 3 — область накопления мощных терригенных осадков; 4 — условные линии равных мощностей; 5 — мощностные отложений в метрах

же, как и структура зоны сочленения Курайлы-Караадырского прогиба с Бозингенским грабеном.

Следовательно, в конце первой половины карадокского века унаследованно поднятым остается Киякты-Булантинский блок. Прогибание в пределах Курайлы-Караадырского прогиба по-прежнему локализуется в конседиментационных синклиналях. Жоссинская антиклиналь по-прежнему испытывает восходящие движения. Восточный склон Курайлы-Караадырского прогиба захватывается нисходящими движениями, в результате которых формируется Бозингенский грабен. Майтубинско-Карсакпайский антиклинорий по-прежнему остается унаследованно поднятым. Схема распределения осадков в описанный этап развития Байконурской геосинклинали показана на фиг. 49.

К концу первой половины карадокского века уже сформировались в виде крутых флексур или даже разломов все основные структурные линии Байконурской геосинклинали: Кияктинская флексура (или разлом?), отделившая Курайлы-Караадырский прогиб от Киякты-Булантинского поднятия, Коктальская флексура (местами разлом), отделявшая Бозингенский грабен от Курайлы-Караадырского прогиба, и, наконец, флексура, отделявшая восточный борт Бозингенского грабена от Майтубинско-Карсакпайского антиклинория. Таким образом, к началу верхней половины карадокского века внутри Байконурской геосинклинали были почти окончательно намечены все его основные современные структурные элементы.

#### Верхняя половина карадокского века и ашгильский век

В верхней половине карадокского века унаследованное прогибание продолжается лишь в северных частях конседиментационных синклиналей Курайлы-Караадырского прогиба. Ни в пределах Майтубинско-Карсакпайской геоантиклинали, ни в Бозингенском грабене, ни в Киякты-Булантинском поднятии осадконакопления не происходит. Вся остальная территория Байконурской геосинклинали являлась областью поднятия. Возможно, что эта область была поднята над уровнем моря и служила источником сноса, с другой стороны, вероятно, что она перекрывалась морскими водами, но ее относительно более поднятое положение обуславливало подводную абразию ее поверхности. Палеогеографическая схема этого отрезка времени показана на фиг. 50. Таким образом в течение всего ордовикского периода происходит постепенное, очень медленное сокращение областей седиментации (сравни фиг. 48, 49, 50), связанное с постепенным и медленным поднятием территории геосинклинали.

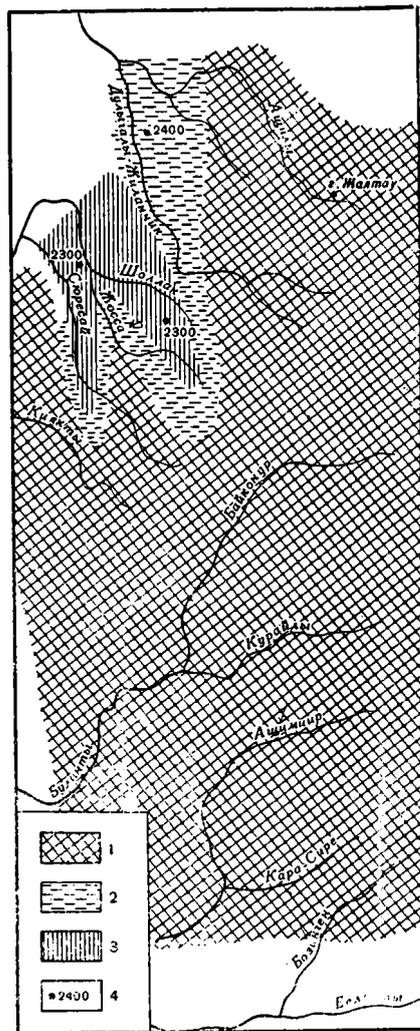
Описываемый этап жизни Байконурской геосинклинали существенно отличается от более ранних нижнепалеозойских же этапов развития этой тектонической формы. Это различие связано с появлением в разрезе верхнего ордовика мощной толщи вулканогенных образований, достигающих мощности 1600 м. Вулканогенные толщи появляются на завершающем этапе развития Байконурской геосинклинали в области, характеризующейся длительным унаследованным прогибанием. В областях длительно развивающихся поднятий формирования вулканогенных толщ не происходит. В пределах Курайлы-Караадырского прогиба наиболее интенсивное прогибание во второй половине карадокского века и ашгильском веке происходило в пределах северной части Каргалы-Байконурской синклинали. Здесь в этот момент в подводных условиях возникают вулканы центрального типа. Эти вулканы были расположены где-то в области современных гор Каргалы-Караадыр, о чем свидетельствует большая мощность лавовых покровов в этом районе. Первые порции порфиритовых лав перекрыли значительные площади в северной части Курайлы-Кара-

адырского прогиба. Этим и объясняется наличие разновозрастных горизонтов лав в Сюресай-Байконурской и Каргалы-Байконурской синклиналих. В дальнейшем дифференцированные движения в синклиналих и воздымание свода Жоссинской антиклинали приводят как бы к образованию барьера, который препятствовал площадному распространению покровов лав. Этот «барьер» проходил в восточном крыле Жоссинской антиклинали и выглядел уступом в рельефе дна морского бассейна. Образование этого уступа связано с дифференцированными движениями в Жоссинской антиклинали и Каргалы-Байконурской синклинали. В пределах этой последней складки происходит формирование мощной лавовой толщи, в которой мощность только покровов порфиритов и связанных с ними лавобрекчий достигает 1050 м (эта мощность неполная). Весь этот комплекс располагался в непосредственной близости от центра излияний, т. е. в районе современных гор Каргалы-Караадыр. Эти вулканы, таким образом, располагались в восточном крыле Каргалы-Байконурской синклинали. Непрекращающееся прогибание центральной части этой складки, одновременное с излиянием лав, привело к образованию некоторого наклона дна морского бассейна в сторону центральной части синклинали. В результате этого явления изливающиеся лавы устремлялись в западном и северо-западном направлении (т. е. вниз по склону) и не перемещались в восточную сторону (т. е. вверх по склону). Однако передвигались эти покровы на очень малое расстояние, замещаясь по простиранию пачками витрокластических туфов, туфопесчаников и песчаников. Это замещение нами было описано ранее (см. фиг. 13, 14). Одновременно с излиянием лав в северной части и в западном крыле Каргалы-Байконурской синклинали и в Сюресай-Байконурской синклинали происходит накопление терригенных толщ, не отличимых от таковых, развитых в дулыгалинской свите.

В конце концов излияния лав прекращаются и в Каргалы-Байконурской синклинали, и лавовые покровы сменяются горизонтами обычных песчаников.

В конце ашгильского века вновь возобновляется вулканическая активность и центральная часть Каргалы-Байконурской синклинали заполняется толщей лавобрекчий порфиритов.

Непрекращающееся прогибание центральной части Каргалы-Байконурской синклинали и медленное воздымание ее краевых частей не



Фиг. 50. Схема распределения осадочных и вулканогенных образований в Байконурской геосинклинали в конце верхнего ордовика.

1 — области размыва; 2 — область накопления терригенных осадков; 3 — область накопления вулканогенных образований; 4 — мощность отложений в метрах

могло не отразиться как на породах, образовавшихся одновременно с прогибанием, так и на более древних отложениях. Этот процесс привел к образованию конседиментационных наклонов в породах каргалинской свиты к центру складки и к увеличению крутизны залегания в породах дулыгалинской свиты, слагавших борта синклиналей.

Таким образом, к концу ордовикского периода центральная часть Курайлы-Караадырского прогиба имела строение, близкое к современному.

С этим же моментом развития Байконурской геосинклинали тесно связывается образование крупного гранодиоритового массива р. Жоссы. Этот массив внедрился в крыло Жоссинской антиклинали, т. е. в поднятый участок для момента накопления образований каргалинской свиты.

### **Некоторые выводы относительно истории развития Байконурской геосинклинали в нижнем палеозое**

Как это явствует из вышесказанного, история развития Байконурской геосинклинали заключалась в последовательной дифференциации некогда единой впадины на ряд прогибов и поднятий. Эта геосинклиналь к концу нижнего кембрия расчленилась на Киякты-Булантинское поднятие и Курайлы-Караадырскую впадину. Западное ограничение Майтубинско-Карсакпайского антиклинория в этот момент истории развития геосинклинали практически являлось склоном этой впадины. В начале среднего кембрия явственно обособляется Майтубинско-Карсакпайский антиклинорий и еще резче подчеркивается поднятое положение Киякты-Булантинского поднятия. Интенсивное погружение продолжается в Курайлы-Караадырском прогибе. Область современного Бозингенского блока по-прежнему остается склоном прогиба.

В таком же плане продолжает развиваться Байконурская геосинклиналь во второй половине среднего кембрия, верхнем кембрии, нижнем ордовике и лланвирнском веке. В этот момент в пределах Курайлы-Караадырского прогиба происходит образование конседиментационных складок типа антиклиналей и синклиналей.

В лландейльском веке и первой половине карадокского века интенсивным прогибанием охватывается восточное крыло Курайлы-Караадырского прогиба, где образуется узкий линейный грабен (Бозингенский). В пределах Курайлы-Караадырского прогиба осадконакопление приурочивается к центральным частям конседиментационных синклиналей, возникших еще в среднем — верхнем кембрии. Области Киякты-Булантинского и Коксу-Жалтауского блоков продолжают оставаться относительно поднятыми.

Во второй половине карадокского века и ашгильском веке осадки накапливаются только в наиболее погруженных частях конседиментационных синклиналей Курайлы-Караадырского прогиба. Таким образом, нижнепалеозойская история Байконурской геосинклинали заключалась в последовательной дифференциации антиклинальных поднятий и синклинальных прогибов разного масштаба.

Все вышеперечисленные обстоятельства отражены на фиг. 52 и 53. Эти схемы тектоники Байконурского синклинория, как мне кажется, отражают все основные вехи истории развития Байконурской геосинклинали.

Излагая историю развития Байконурской геосинклинали, я всячески старался подчеркнуть, что образование каждой новой тектонической формы тесно связано с ее предысторией. Кроме того, существует и обратная связь, которая, как мне кажется, часто не учитывается при геологических построениях. Дело в том, что каждое относительно более молодое прогибание или поднятие обязательно отражается в изменении (обычно

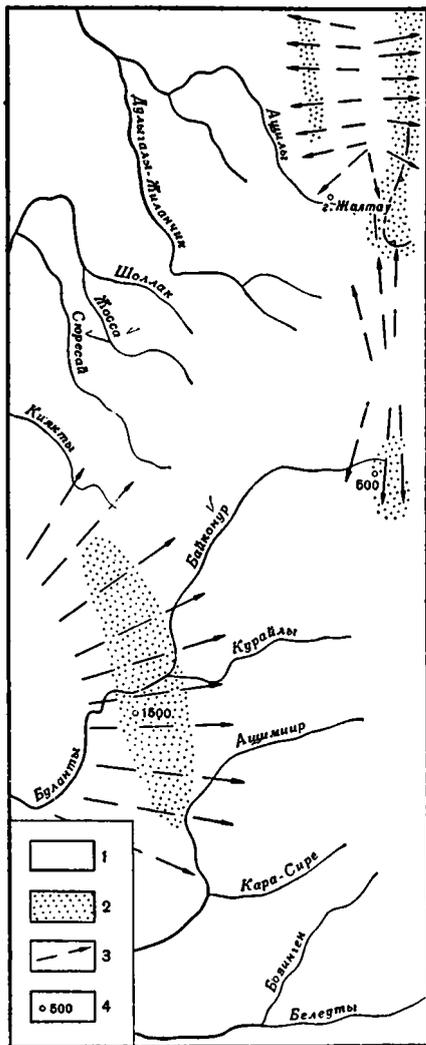
усложнении) морфологии более древних образований, в частности в изменении их угла наклона. Это обстоятельство в свое время очень хорошо было показано Н. С. Шатским (1951) в его работе по северному Кабристану, где в результате постепенного прогибания Малосиякинской мульды наиболее древние слои (верхнемайкопские) приобрели угол наклона  $40-55^\circ$ , в то время как наиболее молодые (предпонтические) бюргутские пласты имеют падение в  $25-30^\circ$ .

Обычно это обстоятельство (изменение углов наклона во время осадконакопления) молчаливо учитывается при построении профилей, иллюстрирующих историю развития какой-либо тектонической формы, но затем следует вывод об интенсивной складчатости, приведшей к образованию складок с крутыми углами наклона. Однако привлечение складчатых движений вовсе не обязательно, так как крутые углы наклона пород могут возникнуть в процессе осадконакопления.

На предлагаемой тектонической схеме (фиг. 53) я постарался учесть это обстоятельство, показав целые области, в которых, по моему мнению, происходит усложнение их строения в связи с прогибанием соседних зон.

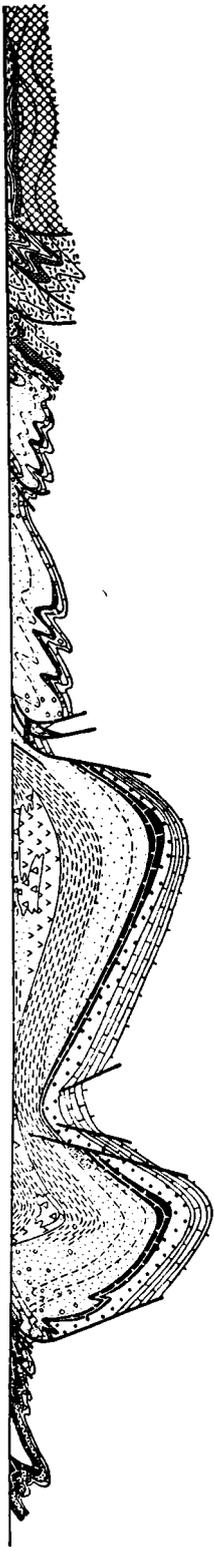
Помимо вышесказанного, мне хотелось отметить следующее обстоятельство: все трансгрессивные перекрытия, угловые и азимутальные несогласия внутри нижнепалеозойского разреза Байконурского синклинория являются узкоместными и зависят от специфики развития различных участков Байконурского синклинория в нижнем палеозое. Это достаточно подробно показано на фиг. 15. В Байконурской геосинклинали полностью отсутствуют какие-либо перерывы и несогласия, характерные для всей ее площади, т. е. в каледонской истории этого прогиба отсутствуют моменты, с которыми обычно принято связывать региональное складкообразование.

Обычно способом, подтверждающим складкообразование, служит факт установления углового или азимутального несогласия между двумя комплексами пород. Однако определение углового или азимутального несогласия не включает в себя понятия складчатых движений, а говорит лишь о разнице в залегании двух комплексов пород. Эта разница в залегании может быть вызвана многими причинами, в том числе и складкообразовательными движениями. Поэтому установление факта несогласного залегания требует установления также и его причины.

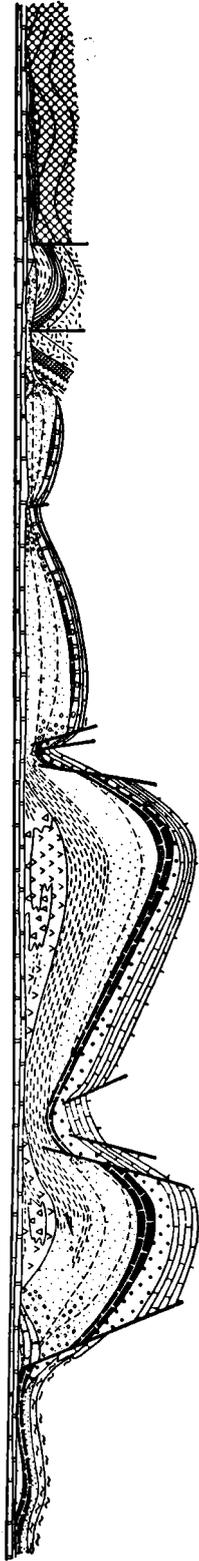


Фиг. 51. Схема распределения осадочных образований на Карсакапском поднятии в живетском и франском веках.

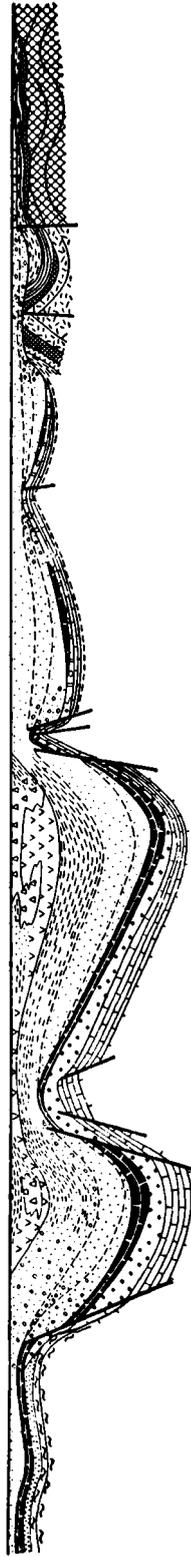
1 — области размыва; 2 — области накопления красноцветных образований; 3 — главное направление сноса; 4 — мощность отложений в метрах



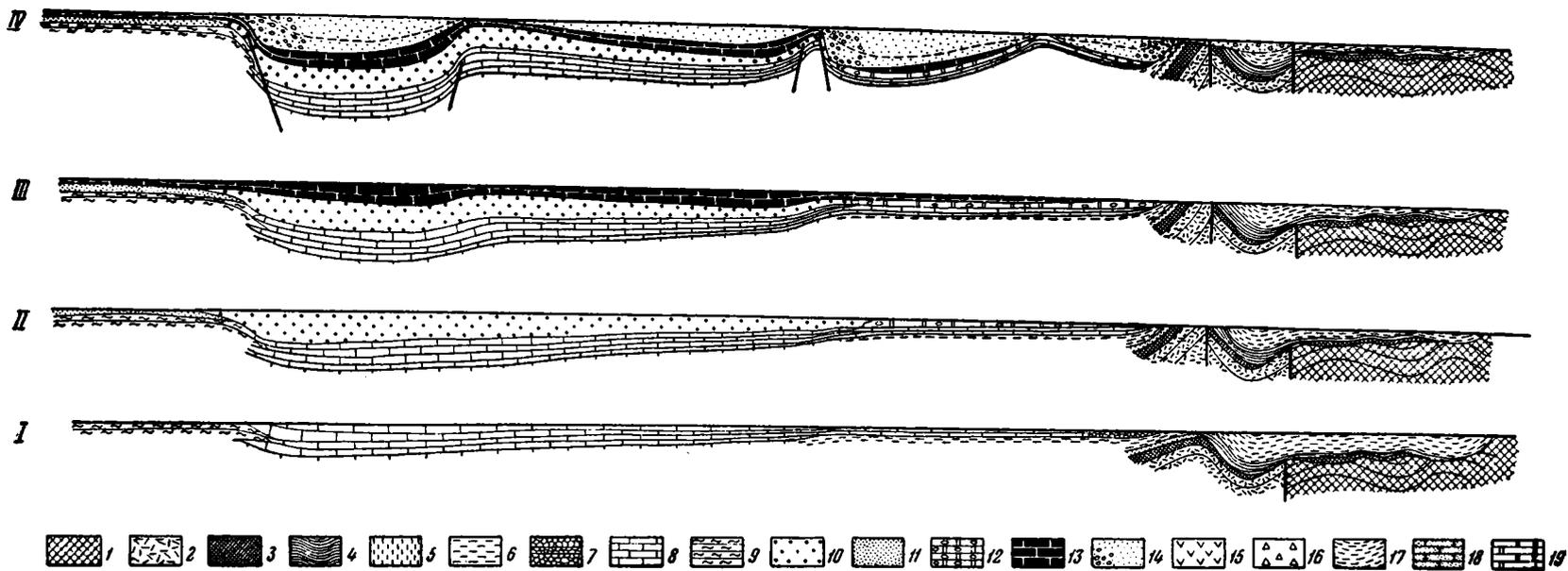
I



II



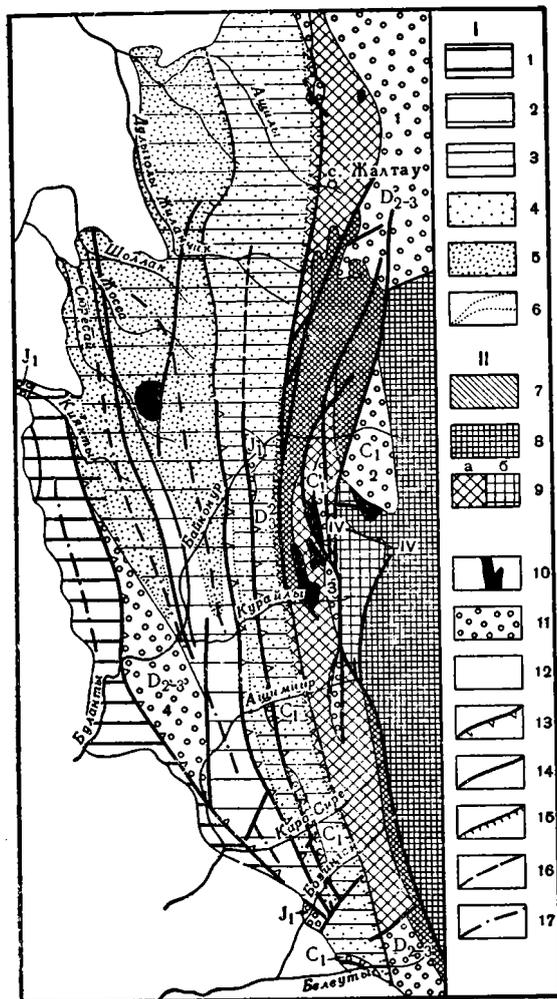
III



Фиг. 52. Схематические профили, иллюстрирующие историю развития Байконурского синклинория в палеозое (соотношение вертикального и горизонтального масштабов 1:1).

Геологическое строение Байконурского прогиба: I — в конце нижнего кембрия; II — в начале среднего кембрия; III — в конце лланвири-ского века; IV — в конце лландейльского века; V — в конце верхнего ордовика; VI — в конце нижнекаменноугольной эпохи; VII — в конце верхнего палеозоя (этот последний профиль близок современному).

1 — протерозойские образования; 2 — рифейские вулканогенные породы; 3 — конгломераты улутауской свиты. Жалтауская свита: 4 — кварциты; 5 — окремненные оолитовые известняки; 6 — кремнистые сланцы булантинской свиты. Курайлинская свита: 7 — известняковые брекчии; 8 — известняки, песчаники и алевролиты; 9 — кремнисто-углистые сланцы. Байконурская свита: 10 — конгломераты; 11 — песчаники; 12 — доломиты с включениями валунов; 13 — кремнистые и карбонатные породы кокतालской, ащмиирской, карасуирской и терескенсайской свит; 14 — песчаники и конгломераты дулыгалинской свиты. Каргалинская свита: 15 — порфириды; 16 — туфы и туфобрекчии; 17 — алевролиты и песчаники; 18 — песчаники среднего — верхнего девона; 19 — известняки нижнего карбона



Фиг. 53. Схема тектонического строения Байконурского синклиория.

I — Байконурский синклиорий: 1 — область относительного посленижекембрийского поднятия (Княкты-Булантаинский блок); 2 — область доландейского прогибания (Курайлы-Карадырский блок); 3 — область относительного доландейского поднятия (Бозингенский блок); 4 — область ландейского и частично верхнеордовикского прогибания; 5 — область ландейского и верхнеордовикского прогибания; 6 — условные границы между нижнепалеозойскими прогибами и поднятиями. II — западная часть Майтубинского антиклинория (Коксу-Жалтауский блок): 7 — область, вовлеченная в ландейское прогибание; 8 — область, устойчивая в ландейское время; 9 — наложенные нижекембрийские мульды: а) вовлеченные в ландейское прогибание, б) устойчивые в ландейское время. 10 — верхнеордовикские интрузии гранодиоритов; 11 — наложенные мульды, грабен-синклинали; индекс показывает возраст слагающих их образований; 12 — платформенный чехол Тургайской синеклызы; 13 — надвиги; 14 — сбросы и разрывные нарушения, морфология которых не установлена; 15 — флексуры; 16 — простирание осей антиклинальных складок; 17 — простирание осей синклинальных складок.

Цифры на карте: 1 — Актасская грабен-синклиналь; 2 — Сарысайская мульда; 3 — Татпенская грабен-синклиналь; 4 — Булантаинская мульда

В конкретно разбираемом случае несогласия вызываются расширением или сужением в определенные моменты истории областей прогибания и наложением молодого комплекса осадков на более древние образования, которые приобрели относительно более крутые углы наклона в процессе осадкообразования.

В других случаях (см. фиг. 26) несогласие может быть вызвано наложением пологолежащих пластов на пакеты породы, претерпевшим значительные подводно-оползневые дислокации. Этот случай был в свое время достаточно подробно описан Н. С. Шатским (1951).

### История развития территории Байконурского синклиория в среднем — верхнем палеозое

В конце верхнего ордовика территория Байконурской геосинклинали испытала общее воздымание и причленилась к поднятой области Майтубинско-Карсакайского антиклинория. В этот момент кончается геосинклинальный этап развития Байконурского прогиба. Общее поднятие территории нижнепалеозойского прогиба не явилось каким-то внезапным процессом, неожиданно прекратившим осадконакопление в геосинклинали. Оно явилось логичным следствием медленного поднятия, начавшегося еще в верхнем кембрии и в начале ордовика. Вначале этот процесс был выражен в локализации осадкообразования в определенных зонах, потом — в появлении все большего и большего количества размывавшихся поднятий внутри геосинклинали, а затем, в верхнем ордовике, выразился в накоплении пород этого возраста всего лишь в двух небольших впадинах, наследовавших наиболее погруженные участки конседимен-

тационных синклиналей. Это общее поднятие не сопровождалось общим смятием нижнепалеозойских отложений: породы ордовика и кембрия сохранили форму конседиментационных прогибов и поднятий, возникших в процессе осадконакопления. Породы в ядре Каргалы-Байконурской синклинали лежали, как и теперь, горизонтально, а в крыльях были наклонены к центру синклинали с углами падения, зависящими от величины ее прогибания.

Это постепенное общее поднятие сопровождалось полным отступлением моря из пределов Южного Улутау. Поверхность образовавшейся суши, которая выступила из-под уровня моря, была абсолютно плоской, так как этот пенеплен длительно создавался в морских условиях, начиная со середины ордовика. Отдельные неровности его были сnivelированы в процессе верхнеордовикской абразии, а обломочный материал, возникший при их разрушении, заполнил центры прогибавшихся впадин.

Таким образом, можно предполагать, что территория Южного Улутау в силурийском периоде представляла собой горизонтальную равнину, на которой накапливались очень маломощные континентальные осадки. Именно в силу таких равнинных условий нигде не образовался мощный комплекс осадков, который мог бы сохраниться до наших дней.

Мне кажется, что отсутствие силурийских осадков на территории Байконурского синклинория служит лишним доказательством в пользу отсутствия складкообразовательных движений в конце ордовика. Действительно, согласно точке зрения, общепринятой в настоящее время, складкообразовательные движения приводят к образованию расчлененного рельефа. Интенсивный разрыв возникших горных сооружений неминуемо привел бы к формированию мощных терригенных толщ, одновременных этому процессу. Однако силурийские отложения полностью отсутствуют не только в пределах исследованного района, но и на р. Ишим, в хр. Большой Каратау и в Чаткало-Нарынской зоне Тянь-Шаня, т. е. в областях, сходных по истории с Байконурским синклинорием. Полное отсутствие силурийских отложений на столь больших площадях кажется уже странным, и естественно возникает подозрение, что они вообще не отлагались на всей этой огромной территории.

Можно, правда, предполагать, что складкообразование происходило на глубине, в условиях интенсивных сжатий и температур. Однако эта точка зрения отпадает сразу: породы нижнепалеозойского разреза Байконурского синклинория нигде сильно не метаморфизованы.

Изложенный материал позволяет вновь поставить вопрос, в свое время разобранный А. В. Пейве и В. М. Сеницыным (1950): всюду ли и всегда ли развитие геосинклинальной области завершается общей складчатостью, поднятием и горообразованием?

Условия, аналогичные силурийским, существовали на территории Улутау и в нижнем девоне, и в первой половине среднего девона. Лишь во второй половине среднего девона начинается интенсивное расчленение поверхности Байконурского синклинория. В этот момент возникают горные хребты и глубокие разделяющие их долины, в которых накапливается мощный комплекс красноцветных моласс. Эти молассы в изобилии содержат обломки подстилающих их пород, в том числе и гранодиоритов. Таким образом, абсолютно ясно, что гранодиориты, прорывающие отложения дульгагинской и каргалинской свит, внедрились в досреднедевонское время. На принятой для современных карт легенде их следовало бы проиндексировать как гранодиориты досреднедевонские или даже гранодиориты доживетские ( $\gamma^{\delta} aD_{\delta}$  или  $\gamma^{\delta} aD_{\delta} gv$ ; Стратиграфические и геохронологические подразделения, 1954) и, таким образом, считать возможным их внедрение в силуре или нижнем девоне. Однако, как мне кажется, форма и структурное положение этих массивов указывают на их тесную связь с тектоническими явлениями, происходившими во время их внедре-

ния в Байконурской геосинклинали. Такими тектоническими процессами было резкое прогибание Бозингенского грабена в начале верхнего ордовика и опускание северной части Каргалы-Караадырской синклинали в конце верхнего ордовика.

Среднедевонские подвижки, приведшие к воздыманию отдельных частей Байконурского синклинория, были приурочены к древним поверхностям сочленения между различными прогибами и поднятиями. В этот момент вновь поднятой оказывается область Киякты-Булантинского поднятия, причем поверхность раздела между воздымающимся горным хребтом и впадиной, расположенной близко к его основанию, наследовала собой нижнепалеозойский разлом или флексуру, отграничивающую Киякты-Булантинское поднятие от Курайлы-Караадырского прогиба. Также унаследованно поднятой оказалась область западного ограничения Майтубинско-Карсакапайского антиклинория. Цепь впадин, обрамлявших этот хребет с запада, располагалась вдоль древней системы Актаасского разлома.

Во всех девонских впадинах накапливался комплекс красноцветных осадков, причем вблизи поднятых участков образовывались конгломераты и грубозернистые песчаники (западный борт Булантинской мульды и южная часть Актаасской грабен-синклинали). Как известно, красноцветные отложения жаксыконской серии ( $D_{2gv} - D_{3fr}$ ) чрезвычайно широко распространены в Центральном Казахстане, знаменуя собой орогенный этап развития этой территории (Богданов, 1954). К концу франского века, фациальная обстановка которого показана на фиг. 51, произошла полная нивелировка поднятий. Территория Южного Улутау вновь испытывает нисходящие движения и вся покрывается фаменским морем. В этот момент образуются маломощные слои красноцветных песчаников и известняки (Ши Ян-шень, 1961). Морские условия остаются господствующими в турнейском веке. В этот момент, очевидно, вся территория Майтубинско-Карсакапайского антиклинория и Байконурского синклинория была перекрыта морскими карбонатными осадками, о чем говорит поразительное однообразие турнейских отложений на всей исследованной территории. Однако мощности турнейских осадков не остаются постоянными. Можно предполагать, что наибольшие их толщи накапливаются в отдельных тектонических впадинах, которые опять-таки наследуют древние зоны разломов и флексур.

Вновь продолжается образование впадин вдоль Актаасской зоны разломов. Часть их наследует более древние, девонские прогибы (Актаасская грабен-синклинали и частичная Сарысайская мульда), а часть образуется впервые (Татпенская система мульд). Также продолжается опускание вдоль Кияктинского разлома, где накапливаются повышенные мощности известняков.

С этим временем связано и образование уступа вдоль восточного борта антиклинали, описанной нами в центре Бозингенского грабена. С этим уступом связана система Бозингенских наложенных мульд.

В конце нижнекаменноугольной эпохи территория Южного Улутау вновь подвергается общему поднятию. Море отступает и никогда больше не заливает ее поверхности. Начинается довольно интенсивное выветривание и разрыв пород в континентальных условиях. Таким образом, среднепалеозойские впадины в Южном Улутау расположились вдоль древних структурных швов, возникших еще в рифее и нижнем палеозое. Именно поэтому простираение среднепалеозойских отложений в основном наследует простираения нижнепалеозойских пород. В этом отношении область Южного Улутау в среднем палеозое резко противопоставляется Сарысу-Тенизской зоне глыбовых складок, подробно описанной в работе Ю. А. Зайцева (1961). История развития этого участка земной коры будет изложена ниже. Нужно отметить лишь одно обстоятельство: по данным

Ю. А. Зайцева, в Сарысу-Тенизской зоне в среднем и верхнем девоне происходит образование прогибов, секущих простирания древних каледонских структур. Формирование этих прогибов сопровождается возникновением крупных разломов северо-западного простирания.

Крупные разломы такого направления в пределах Байконурского синклинория отсутствуют, что, по всей видимости, косвенно может указывать на отсутствие крупных субширотно ориентированных девонских прогибов. На последнее обстоятельство указывают также следующие факты.

В пределах Булантинской мульды мощность красноцветных пород среднего — верхнего девона, залегающих на кембрийских породах, достигает 1500 м. Перекрываются они маломощной пачкой (30 м) фаменских красноцветов и известняков. Всего в 10 км к востоку, в среднем течении р. Бозинген, эти же фаменские породы небольшой мощности (20—30 м) залегают непосредственно на породах дулыгалинской свиты и отложения жаксыконской серии полностью отсутствуют. Предфаменский разрыв вряд ли смог бы уничтожить мощную толщу средне-верхнедевонских красноцветов, тем более что роль обломочных образований в маломощной пачке фамена невелика. Еще более поразительная картина наблюдается на юге территории, в районе Джийдинской мульды, где на расстоянии 3 км полностью выклинивается мощный разрез красноцветных песчанников и эффузивов жаксыконской серии.

Кроме того, в пределах Булантинской мульды, как об этом писалось выше, все фациальные зоны вытянуты в меридиональном направлении.

Все это заставляет нас предполагать, что в среднем палеозое на территории Южного Улутау существовали впадины меридионального, а не субширотного простирания, что резко противопоставляет эту область Сарысу-Тенизской зоне глыбовых складок.

Необходимо отметить, что девонские и каменноугольные осадки легли несогласно на нижнепалеозойские образования. Так, например, девонские образования перекрывают западное крыло Сюресай-Байконурской синклинали, фаменские и турнейские породы расположены на восточном крыле срединной антиклинали Бозингенского блока и т. д. Эти несогласия между орогенным и геосинклинальным комплексами возникли не в результате всеобщей складчатости, охватившей территорию Байконурского синклинория в конце ордовика, а в силу конседиментационных углов наклона пород нижнего палеозоя.

В конце верхнего палеозоя боковые сжатия охватывают территорию Байконурского синклинория. Направленные с запада на восток сжимающие силы вновь привели в движение тектонические структуры, сформированные в нижнем и среднем палеозое. При своем движении они как бы передали движения друг другу. Киякты-Булантинское поднятие надвинулось на Курайлы-Караадырский прогиб, Курайлы-Караадырский прогиб — на Бозингенский грабен, а этот последний — на Майтубинско-Карсакпайский антиклинорий. Разделение движущихся блоков вновь произошло по древним границам раздела, возникшим к концу нижнего палеозоя. Кияктинский надвиг унаследовал собой древнюю флексуру (или разлом?), Коктальский надвиг — древний разлом, а Бозингенский надвиг — разлом, возникший в нижнем карбоне вдоль восточного крыла средне-верхнеордовикской антиклинальной складки. Сжимающие силы резко осложнили внутреннюю структуру Байконурского синклинория. В этот момент возникают не только надвиги, но и очень сложные узкие линейные складки «геосинклинального» типа. Образование этих дислокаций сопровождается возникновением кливажа и связанных с ним складок. Именно в этот момент окончательно оформляется блоковая структура Байконурского синклинория.

Образовавшиеся блоки почти полностью унаследовали собой древние, нижнепалеозойские тектонические формы. Так, например, Киякты-Бу-

лантинский блок унаследовал собой Киякты-Булантинское поднятие, Курайлы-Караадырский блок — одноименный прогиб, Бозингенский блок образовался на месте Бозингенского грабена, а Коксу-Жалтауский блок возник в районе западного ограничения Майтюбинско-Карсакапайского антиклинория. Разрывы, ограничивающие современные блоки, развивались длительно. Большинство из них прошло стадию флексур, вдоль которых впоследствии, частично в верхнем ордовике, а частично и в девоне, образовались крупные линейные разрывные нарушения.

Таким образом, блоковая структура Байконурского синклинория создавалась длительное время. Первоначальные антиклинальные поднятия и синклинали прогибы, свойственные геосинклинали этому этапу развития Байконурской геосинклинали, в орогенную эпоху развития приобрели все черты настоящих блоков.

При анализе складчатых дислокаций, распространенных в нижнепалеозойских и среднепалеозойских породах, поражает следующая закономерность: складчатые и разрывные нарушения наиболее интенсивны в областях, унаследованно развивавшихся как поднятия, т. е. там, где покров нижне-среднепалеозойских осадков относительно маломощен. Действительно, можно говорить о том, что наиболее интенсивно дислоцированы породы в Коксу-Жалтауском блоке, менее сильно — в Киякты-Булантинском. Бозингенский блок обнаруживает еще меньшую напряженность складок, а в северной части Курайлы-Караадырского блока верхнеордовикские породы практически не испытали никаких складчатых дислокаций. Более того, подобная закономерность наблюдается и вдоль простирающейся какой-либо тектонической зоны. Как уже об этом говорилось, в унаследованно опущенной части Курайлы-Караадырского блока породы залегают очень спокойно. В южном же его окончании, которое, как мы знаем, оставалось относительно поднятым в течение всего нижнего палеозоя, характер складчатых дислокаций довольно интенсивен.

Все вышесказанное заставляет предполагать исключительно поверхностный характер складкообразования. Стрессовые давления как бы сдвигали маломощный чехол осадков с какого-то более жесткого основания, причем наиболее легко «сдвигание» происходило в областях маломощного палеозойского чехла. В то же время этой стрессовой силы было недостаточно для сдвигания мощного комплекса осадков северной части Курайлы-Караадырского блока.

Таким образом, я считаю, что складчатые дислокации верхнего палеозоя не распространяются на большую глубину. В соответствии с этим и плоскости надвигов не прослеживаются далеко внутри земной коры, а кончаются где-то близко около ее поверхности. Это обстоятельство и показано на фиг. 52 (профиль VII). Как мы уже знаем, надвиги унаследовали собой древние поверхности раздела между блоками. Эти зоны в палеозое представляли собой флексуру, в последующие эпохи осложненные разломами. По всей видимости, плоскости этих разрывных нарушений были наклонены в целом согласно с падением пород в смыкающем крыле флексуры. Надвиги затронули только самую верхнюю часть этих древних разрывов, выгнув их в направлении, противоположном падению плоскости разлома (см. фиг. 52, профиль VII).

Вышеизложенная точка зрения на характер складок, образовавшихся в верхнепалеозойское время, неминуемо вызывает вопрос: каким образом реагирует на стрессовые давления то жесткое основание, по поверхности которого происходит сдвигание палеозойского чехла?

Для решения этого вопроса нам может помочь строение западного ограничения Майтюбинско-Карсакапайского антиклинория. Как мы помним, к востоку от Актасской системы разломов все палеозойские породы лежат практически почти горизонтально. Это относится и к нижнепалеозойским породам (см. фиг. 17) и к каменноугольным отложениям,

выполняющим Сарысайскую мульду. Западная часть Коксу-Жалтауского блока с интенсивно дислоцированными палеозойскими осадками надвинута вдоль Актаской зоны разломов на восточную его часть. Создается впечатление, что верхнепалеозойские складчатые дислокации, вызванные стрессовыми усилиями, не проявились в зоне западного ограничения Мaitюбинско-Карсакапайского антиклинория. Однако протерозойские тектонические формы этой области прореагировали на давление образованием целой серии диагональных разломов, одна из систем которых направлена с северо-запада на юго-восток, а другая — с северо-востока на юго-запад. Эти разломы имеют большую протяженность и порой достигают длины 25—40 км. Они в свое время были описаны М. С. Марковым (1958), который считал их возраст палеозойским.

Таким образом, протерозойский комплекс пород, в противоположность палеозойскому, реагировал на стрессовые верхнепалеозойские давления образованием крупных разломов, направленных в принципе под углом  $45^\circ$  к направлению сжимающего усилия.

Каков же возраст тангенциального сжатия территории Южного Улутау?

Как мы знаем, нижнепалеозойские отложения в результате этих движений оказались надвинутыми на девонские и турнейские породы. В то же время в юрских и меловых грабенах, встреченных нами на территории Байконурского синклинория, часть которых наследует древние разломы, никаких явлений опрокидывания, надвигания или сложной складчатости не наблюдается. Таким образом, можно ограничить время проявления стрессовых давлений интервалом возраста визейско-намюрский ярус — верхний палеозой — триас. В то же время вышеописанные диагональные разломы, пересекающие восточную часть Карсакапайского поднятия, секут нижнекаменноугольные отложения борта Джекказганской впадины. М. С. Марков (1962) к тому же отмечает надвигание протерозойских отложений, участвующих в строении восточного крыла Карсакапайского синклинория, на девонские и нижнекаменноугольные породы. По всей видимости, все эти явления связаны со складкообразовательными движениями в Байконурском синклинории. Таким образом, представляется возможность еще более сузить возрастной интервал образования складок и надвигов до верхнего палеозоя — триаса.

Кажется заманчивым точнее определить возраст проявления складчатых движений, основываясь, скажем, на следующей цепи рассуждений. Описанные стрессовые давления привели к существенной перестройке территории Карсакапайского поднятия. Они должны были неминуемо проявиться в какой-либо форме и в окружающих это поднятие впадинах. Однако средне-верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения в Джекказганской впадине связаны единством формаций и постепенными переходами, что, казалось бы, противоречит какому-либо изменению верхнепалеозойского плана развития этой области. Тогда возраст складкообразовательных движений может быть принят как верхняя пермь — триас. Однако этот заманчивый путь решения вопроса, по всей видимости, не правомочен. Во-первых, поверхностные дислокации могли не отразиться в таком глубоком прогибе, как западная часть Джекказганской впадины, а во-вторых, складкообразовательные движения, сопровождаемые надвигами, могли продолжаться длительное время. Прекрасный пример тому описан А. Ирдли (1954) и Ф. Кингом (1961) для южных и центральных Аппалачей, где образование надвигов и складок происходило в течение миссисипия, пенсильвания и нижней перми. В связи со всем вышеизложенным можно сказать, что складкообразовательные процессы охватили территорию Южного Улутау в верхнем палеозое — триасе.

На этом можно окончить описание истории развития Байконурского синклинория в палеозое. Профили, иллюстрирующие эту историю, показаны на фиг. 52.

## Глава VI

### ПОЛОЖЕНИЕ БАЙКОНУРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ В ПАЛЕОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА И СЕВЕРНЫХ ДУГ ТЯНЬ-ШАНЯ

Территория Байконурского синклинория в палеозое прошла сложный путь развития от типичной геосинклинали до платформы. Специфический комплекс осадков и своеобразная история развития (по крайней мере, в геосинклинальный этап) резко отделяют эту область от близлежащих районов Центрального Казахстана. Поэтому представляется интересным выяснить историю развития территории Байконурского прогиба в системе палеозойских складчатых сооружений Центрального Казахстана.

Эта история рассмотрена в два этапа. Первый из них включает нижнепалеозойское время, второй — средний и верхний палеозой.

#### НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА И СЕВЕРНЫХ ДУГ ТЯНЬ-ШАНЯ

В настоящее время общеизвестным является тот факт, что в нижнем палеозое в Центральном Казахстане существовали две геосинклинальные зоны, резко различавшиеся по характеру своего развития. Одна из них, западная, опоясывала выходы древних пород Кокчетавского и Улутавского антиклинориев и продолжалась далее на юго-восток через прогиб Большого Каратау в Чаткало-Нарынскую зону Тянь-Шаня. Вторая зона, восточная, охватывает собой выходы нижнепалеозойских пород к востоку от Кокчетавского антиклинория, на Сарысу-Тенизском водоразделе, в Бет-Пак-Дале и в северных отрогах Тянь-Шаня. Эти две зоны резко различаются не только по составу и мощностям нижнепалеозойских толщ, но и по характеру эффузивного и интрузивного магматизма, интенсивности тектонических движений, а также по дальнейшей средне-верхнепалеозойской истории. В дальнейшем западную геосинклинальную зону условно будем называть Байконур-Ишимской геосинклиналью (Борукоев, 1960), а восточную — Центрально-Казахстанской геосинклинальной зоной.

#### Байконур-Ишимская геосинклиналь

Сопоставление разрезов Байконур-Ишимской геосинклинали в пределах ее различных участков было дано ранее, в главе II (см. фиг. 16).

Для всей этой тектонической зоны чрезвычайно характерным является ряд признаков:

1. На всем своем протяжении от р. Ишим на севере до Чаткало-Нарынской зоны на юго-востоке Байконур-Ишимская геосинклиналь сложена преимущественно осадочными породами. Вулканогенные по-

роды в ее пределах встречены лишь в Улутау и на Ишиме, где они в основном слагают самую верхнюю часть ордовика. Широким распространением пользуются кремнистые образования. Незначительные по мощности покровы основных лав встречены в байконурской свите Улутау и рангской свите Большого Каратау (Макарычев, 1957, 1960). Остальная, несравненно большая часть разреза Байконур-Ишимской геосинклинали сложена осадочными породами.

2. На огромном протяжении в Байконур-Ишимской геосинклинали прослеживаются поразительно сходные по литологии стратиграфические пачки пород, отличающиеся друг от друга лишь по мощностям. Это поразительное литологическое сходство может быть легко проиллюстрировано на примере средне-верхнекембрийских и ниже-среднеордовикских осадков Улутау, Каратау и Тянь-Шаня.

3. Во всех достаточно хорошо обнаженных районах разрез нижнепалеозойских отложений исключительно полон. Большинство толщ связано между собой постепенными переходами, что даже при отсутствии фауны дает нам право говорить о непрерывном разрезе нижнего палеозоя.

4. Внутри разреза нижнепалеозойских отложений почти полностью отсутствуют угловые несогласия. Лишь Г. И. Макарычевым (1961) в Большом Каратау указывается на незначительное угловое несогласие между средне- и нижекембрийскими осадками, достигающее  $5-7^\circ$ .

Н. П. Четверикова (1958) указывает на крупный перерыв перед отложением песчаников андрюшенской свиты среднего ордовика Приишимья. Однако из дальнейшего текста ее работы выясняется, что нижний контакт этой свиты нигде не вскрыт. Поэтому, по моему мнению, говорить о несогласном и трансгрессивном залегании пород андрюшенской свиты на кембрийских и более древних отложениях не представляется возможным. На это же обстоятельство указывает и И. Ф. Никитин (1960), который пишет, что в Северном Приишимье «нигде не удалось наблюдать взаимоотношений этих<sup>1</sup> отложений со смежными стратиграфическими горизонтами» (стр. 229).

5. Интрузивный магматизм не имеет существенного значения в истории развития Байконур-Ишимской геосинклинали. Внедрение крупных гранитоидных массивов произошло всего один раз — в конечную стадию ее развития.

6. Выше, при описании истории развития Байконурского синклинория, был сделан вывод о том, что нижнепалеозойская история этой тектонической формы заключалась в последовательной дифференциации некогда единой впадины на ряд прогибов и поднятий. Аналогичный тип развития был описан Г. И. Макарычевым (1961) для прогиба Большого Каратау. В своей работе, посвященной тектоническому развитию хр. Каратау в нижнем палеозое, он пишет, что детальное изучение этого района приводит к выводу «о длительном развитии крупных структурных элементов Каратау одновременно с осадконакоплением. Формирование поднятий и прогибов в нижнем палеозое связывается с неравномерностью прогибания отдельных блоков по крупным разломам в фундаменте» (стр. 3).

Возможно, что такая длительная, непрерывная и унаследованная дифференциация структур характерна не только для района Улутау и Каратау, но и вообще для всей Байконур-Ишимской зоны.

7. На всем своем протяжении от р. Ишим на севере до Тянь-Шаня на юго-востоке Байконур-Ишимская геосинклиналь представляет собой линейную тектоническую форму, ограниченную с востока выходами докембрия. На севере — это Кокчетавский антиклинорий, в Улутау —

<sup>1</sup> Имеется в виду сарыбиданская свита — толща, выделенная И. Ф. Никитиным ниже андрюшенской свиты и имеющая также среднеордовикский возраст.

Майтубинско-Карсакпайской антиклинорий, в Каратау — Кокджотское срединное поднятие (Макарычев, 1961), в Тянь-Шане — Северо-Тянь-Шанский антиклинорий (тектоническая карта СССР масштаба 1:5 000 000, 1956).

8. Как мы видели ранее, нижнепалеозойский Байконурский синклинорий, возможно, наследует собой рифейский прогиб, в краевых частях которого (а может быть, и повсеместно) чрезвычайно широким развитием пользуются вулканогенные породы, выделенные Н. А. Штрейсом (1960,) в лакбайскую и ашкокинскую свиты. Чрезвычайно интересно, что в пределах Большого Каратау и Чаткало-Нарынской зоны Тянь-Шаня разрез нижнего палеозоя также всюду подстилается мощным комплексом вулканогенных образований. В Тянь-Шане они выделены В. Г. Королевым (1957) в свиту Большого Нарына рифейского возраста, а в Большом Каратау — Г. И. Макарычевым (1957) — под названием кайнарской свиты. Возраст этой свиты, по Г. И. Макарычеву, верхний протерозой, однако она по своему стратиграфическому положению и составу пород соответствует ерементауской серии, которую предложено считать в Казахстане рифейской (Резолюция совещания по унификации..., 1958).

По-видимому, А. А. Богданов был прав, когда писал: «Крупные каледонские складчатые структуры западной части Центрального Казахстана непосредственно связываются в единую систему дуг со складчатыми сооружениями северного Тянь-Шаня. Расположенный на крайнем западе антиклинорий Улутау и следующий далее к западу Байконурский синклинорий связаны с Каратау не только единством структурных связей, но также и поразительным сходством разреза нижнего палеозоя и, видимо, протерозоя» (1959, стр. 23).

Таким образом, нижнепалеозойская Байконур-Ишимская геосинклиналь унаследовала рифейский эвгеосинклинальный прогиб. Внутри этой геосинклинали «крупные поднятия и прогибы, на месте которых впоследствии образовались антиклинории и синклинории, возникли в начале нижнего кембрия и закончили свое развитие в конце среднего палеозоя» (Макарычев, 1961, стр. 4).

В этом прогибе, испытывавшем длительные опускания, накопился сравнительно мощный комплекс осадочных образований. План внутреннего тектонического строения Байконур-Ишимской геосинклинали оставался постоянным в течение всего нижнего палеозоя.

### Центрально-Казахстанская геосинклинальная зона

Под этим названием выделяется большая часть Центрального Казахстана, лежащая к востоку от докембрийских массивов Кокчетау и Улутау, а также северные отроги Тянь-Шаня (Киргизский хребет). В нижнепалеозойское время эта огромная территория обладала рядом специфических особенностей своего развития, резко отличающих ее от Байконур-Ишимской геосинклинали.

1. В описываемой области чрезвычайно широким распространением пользуются вулканогенные породы, перемежающиеся с толщами кластических пород. Тонкие хемогенные образования пользуются незначительным распространением.

Вот, например, сводный разрез кембрия северо-востока Казахстана по данным Р. А. Борукаева (1960.).

Н и ж н и й к е м б р и й. Телескольская свита — граувакковые песчаники, конгломераты, алевролиты. 1500—2000 м. Бошекульская свита — спилит-кератофиновая толща. 4500 м

С р е д н и й к е м б р и й. Майданская свита — яшмы и песчаники — 1000—1200 м. Сасыксорская свита — флишодная толща. 1000—2500 м

В е р х н и й к е м б р и й — т р е м а д о к с к и й я р у с о р д о в и к а. Торткудукская свита — основные лавы, песчаники, подчиненное количество прослоев яшмы и известняков. До 4000 м

Сводный разрез ордовикских отложений этой же области, по данным И. Ф. Никитина (1960), представляется следующим образом:

Средний ордовик. Сарыбидайская свита — основные эффузивы и обломочные породы. Еркебидайская свита — песчаники и алевролиты.  
Верхний ордовик. Ангренсорская свита — песчаники и алевролиты.  
Жарсорская свита — основные эффузивы и их пирокластические аналоги.

Общая мощность ордовикских отложений около 6000—7000 м.

Близкие по составу нижнепалеозойские толщи вскрыты и в Джилаир-Найманском синклинории (Маркова, 1961) и в Киргизской структурно-фациальной зоне (Медведев, 1961), причем во всех них чуть ли не половину мощности всего нижнепалеозойского разреза занимают эффузивные породы. Особо следует остановиться на строении нижнепалеозойского разреза Сарысу-Тенизского водораздела, который описан А. А. Богдановым, В. К. Заравняевой и Н. П. Четвериковой (1956), так как он пространственно наиболее близок к Байконурскому синклинорию. Среди кембрийских отложений здесь выделяются эффузивная и эффузивно-осадочная толщи. Эффузивная толща сложена основными эффузивами, пироксен-плагиоклазовыми порфиритами и их туфами. В вышележащей эффузивно-осадочной толще встречены песчаники, алевролиты, кремнистые аргиллиты, туффиты. Общая мощность этих толщ достигает нескольких тысяч метров, причем нижняя толща более мощная, чем верхняя. Вышележащие кремнисто-терригенные отложения относятся к нижнему ордовику. Они представлены чередованием пачек песчаников мощностью в 400—600 м и пачек кремнистых пород мощностью в 200—300 м.

Таким образом, область развития вулканогенных разрезов нижнего палеозоя отделяется от Байконур-Ишимской геосинклинали сравнительно узкой полосой выходов докембрия Улутавского и Кокчетавского массивов.

2. В каждой из геосинклиналей, входящих в состав Центрально-Казахстанской геосинклинальной зоны, разрез нижнепалеозойских отложений обладает своими особенностями строения.

Так, например, верхнекембрийские — нижеордовикские отложения на севере Центрального Казахстана (торткудукская свита, Р. А. Борукаев, 1960<sub>2</sub>) состоят из переслаивания основных лав и песчаников при преобладании первых. В Бет-Пак-Дале в верхнем кембрии описаны только осадочные породы (песчаники и алевролиты), а нижний ордовик сложен песчано-кремнистыми осадками (Джилаир-Найманская зона) и известняками (Прибалхашье; Маркова, 1961).

Подобных примеров можно привести много и по разным частям разреза.

3. Разрез нижнепалеозойских отложений в Центрально-Казахстанской геосинклинальной зоне является очень мощным, но быстро изменяется от синклинория к синклинорию.

Так, например, мощность среднего кембрия в Джилаир-Найманской зоне равна 2000 м, а в Западно-Балхашском синклинории — 750 м (Маркова, 1961). Средний ордовик в Джилаир-Найманской зоне слагает толщу в 1700 м, а в Западно-Балхашском прогибе — 700 м. Более того, даже в пределах единого прогиба наблюдаются сильные колебания мощностей внутри одного и того же стратиграфического подразделения. Нижний ордовик на юге Джилаир-Найманской зоны имеет мощность 50—200 м, а на севере — 800 м. Иногда внутри разреза нижнего палеозоя эвгеосинклинальной области наблюдаются крупные перерывы. Так, например, на севере Центрального Казахстана фаунистически доказано отсутствие отложений нижней трети верхнего кембрия (Борукаев, 1960<sub>1</sub>). В Западно-Балхашском синклинории отсутствуют нижеордовикские осадки (Маркова, 1961), в Киргизской структурно-фациальной зоне — отложения верхнего кембрия (Медведев, 1961).

4. В Центрально-Казахстанской геосинклинальной зоне в разрезе нижнего палеозоя присутствуют многочисленные перерывы и угловые несогласия. Так, например, В. Я. Медведев (1961) устанавливает крупные несогласия в основании ниже- и верхнеордовикских отложений.

Н. Г. Маркова (1961) указывает на несогласное залегание верхнекембрийских песчаников на среднем кембрии в Джилаир-Найманской зоне и среднеордовикских пород на кембрийских образованиях в Западно-Балхашском синклинии.

Р. А. Борукаев (1960<sub>2</sub>) указывает на наличие шести фаз тектогенеза, устанавливаемых в северной и северо-восточной частях Центрального Казахстана. Почти каждая из этих фаз сопровождалась интенсивной складчатостью, что обуславливало резкие несогласия даже между близкими по возрасту свитами. Однако, как мне кажется, в данном случае речь скорее может идти о несогласиях в краевых частях прогибов, чем о складчатых движениях, охватывающих большие территории. Это можно показать на ряде примеров, взятых из работ Р. А. Борукаева (1960<sub>2</sub>). Так, например, Р. А. Борукаевым устанавливается бошекульская фаза складчатости, в результате которой отложения среднего кембрия (майданская свита) легли резко несогласно на смятые в складки нижнекембрийские образования (бошекульская свита). Однако «в некоторых центральных частях геосинклинальных прогибов не всегда наблюдается перерыв в осадконакоплении между нижним и средним кембрием» (Борукаев, 1960<sub>2</sub>, стр. 83). В данном случае перерыв между нижним и средним кембрием отсутствует в хр. Чингиз.

Также не повсеместно наблюдается перерыв между майданской и сасыксорской свитами среднего кембрия, хотя в ряде мест между ними наблюдается четкое угловое несогласие.

Вероятно, многие из угловых несогласий и перерывов в осадконакоплении в Центрально-Казахстанской геосинклинальной зоне связаны не с отдельными всеобщими кратковременными эпохами складчатости или воздымания, а с чрезвычайно дифференцированным тектоническим рельефом даже каждой отдельной геосинклинальной впадины. Вот что пишет Р. А. Борукаев (1960<sub>2</sub>) о палеотектонической обстановке нижнего кембрия севера и северо-востока Казахстана: «Геосинклинальные прогибы в нижнем кембрии отличались, по-видимому, заметной сложностью состояния подвижности дна бассейна. Погружение последних происходило неравномерно, что приводило, в свою очередь, к дальнейшему расчленению на прогибы и промежуточные валы, или антиклинали второго порядка» (стр. 86—87).

По всей видимости, все сказанное выше может быть отнесено не только к нижнему кембрию, но и ко всему нижнепалеозойскому этапу развития этой зоны.

5. Интрузивный магматизм играет существенную роль в истории Центрально-Казахстанской геосинклинальной зоны. Помимо верхнеордовикского комплекса, очень широко распространенного на описанной территории, выделяется целый ряд более древних интрузий.

Р. А. Борукаев (1960<sub>2</sub>) в северной части Центрального Казахстана на границе между нижним и средним кембрием отмечает внедрение крупных массивов габбро, гранодиоритов, граносиенитов, сиенит-порфиров и плагиогранитов. В этом районе внедрение малых интрузий как основного, так и кислого состава сопровождало образование каждой свиты кембрия и ордовика.

Н. Г. Маркова (1961) в Джилаир-Найманской зоне в верхнем кембрии устанавливает внедрение крупных массивов ультраосновных пород.

В северном Тянь-Шане на границе среднего и верхнего ордовика происходит формирование крупного колбинского батолита (Медведев, 1961).

6. Помимо вертикальных движений, разделивших Центрально-Казахстанскую геосинклинальную зону на ряд антиклинориев и синклинориев, существенную роль в ней местами играли и горизонтальные сжатия, неоднократно сминавшие отложения нижнего палеозоя.

Так, например, на севере Казахстана в нижнем кембрии «проявилась весьма интенсивно телескопическая фаза складчатости... Под воздействием этой фазы телескопическая формация интенсивно дислоцирована, сложена в узкие и длинные челнокообразные складки... К концу формирования бошекульской спилито-кератофировой формации проявилась вторая фаза салаирского тектогенеза... Она смяла осадки вулканогенной формации в крутопадающие складки» (Борукаев, 1960<sub>2</sub>, стр. 370—371).

Всего Р. А. Борукаевым в нижнем палеозое Северного Казахстана устанавливается шесть фаз тектогенеза.

По данным Н. Г. Марковой (1961), в конце среднего кембрия в пределах Бет-Пак-Далы интенсивно проявились складкообразовательные движения, а в Киргизском хребте Тянь-Шаня, по данным В. Я. Медведева, эпоха складчатости падает на конец среднего ордовика.

7. Внутреннее строение этой геосинклинальной зоны характеризуется очень сложным сочетанием прогибов и поднятий. На севере Р. А. Борукаевым (1960<sub>2</sub>) последовательно с запада на восток выделены: Кокчетауский антиклинорий, Восточно-Кокчетауский синклинорий, Иш-кеольмесский антиклинорий, Селетинский синклинорий, Ерементау-Ниязский антиклинорий, Бошекульский синклинорий и Майкаин-Экибастузский антиклинорий. С востока к ним примыкает складчатая система Чингиза.

А. А. Богдановым (1954) на Сарысу-Тенизском водоразделе установлены Эскулинский синклинорий, Кирейский антиклинорий и Конский синклинорий.

В Бет-Пак-Дале Н. Г. Марковой (1961) описаны Чуйский антиклинорий, Джилаир-Найманский синклинорий, Бурунтавский антиклинорий, Западно-Балхашский синклинорий и Атасу-Моинтинский антиклинорий.

Ни один из выделенных выше антиклинориев и синклинориев не имеет столь длительного протяжения или той совершенной линейной формы, как Байконур-Ишимская геосинклиналь. Даже наиболее крупные и линейно вытянутые тектонические формы, такие, как Чингизская складчатая зона и Джилаир-Найманский синклинорий, не могут сравниться по своей протяженности с Байконур-Ишимской геосинклиной.

8. Каждая из названных тектонических форм обладает своеобразной историей развития. Возможно, что они могут быть объединены в две группы: унаследованные и не унаследованные от рифейского времени.

Огромный рифейский прогиб, некогда занимавший северную и северо-восточную часть Центрального Казахстана, к началу нижнего палеозоя расчленился на ряд прогибов и поднятий (Борукаев, 1960<sub>1</sub>, 1960<sub>2</sub>). В унаследованно прогибавшихся участках (таких, как, например, район хр. Чингиз) продолжалось излияние лав и накопление мощных кластических толщ. Именно эти геосинклинали в нижнем палеозое протягиваются на большие расстояния (Чингиз, Джилаир-Найманская зона, Киргизская структурно-фациальная зона), именно в них наблюдается наименьшее количество перерывов и несогласий.

Серия нижнепалеозойских прогибов, расположенная к северу и к северо-западу от г. Караганды, оказалась частично наложенной на допалеозойское основание. Именно в этих геосинклиналах мы и наблюдаем многочисленные перерывы и несогласия, а также выпадения целых стратиграфических подразделений из разреза.

Суммируя все сказанное о Байконур-Ишимской геосинклинали и Центрально-Казахстанской геосинклинальной зоне, мы можем констатировать, что последняя зона в нижнем палеозое жила значительно более

«бурной» жизнью, чем Байконур-Ишимская геосинклиналь. Многочисленные прогибы и поднятия, интенсивный вулканизм, быстрые фациальные изменения — все это свидетельствует о высокой подвижности земной коры в эвгеосинклинальной зоне.

Все вышеописанные различия между этими двумя тектоническими зонами были еще более четко подчеркнуты в среднем и верхнем палеозое, к описанию которого мы и переходим.

### СРЕДНЕ-ВЕРХНЕПАЛЕЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА И СЕВЕРНЫХ ДУГ ТЯНЬ-ШАНЯ

В среднем и верхнем палеозое вся территория Центрального Казахстана выступает в иной, по А. А. Богданову (1954), орогенный этап развития. Интенсивные блоковые подвижки каледонского фундамента приводят к образованию глубоких впадин, заполнявшихся сначала грубообломочными красноцветными межгорными образованиями, а затем карбонатными и пестроцветными отложениями.

Образующиеся в этот момент прогибы и поднятия одинаково захватывают как область Байконур-Ишимской геосинклинали, так и Центрально-Казахстанскую геосинклинальную зону. Однако новообразованные герцинские впадины обладают некоторыми своеобразными чертами строения в зависимости от того, накладываются ли они на Центрально-Казахстанскую геосинклинальную зону или на Байконур-Ишимскую геосинклиналь.

Средне-верхнепалеозойские впадины на Байконур-Ишимской геосинклинали. Ранее мною были описаны герцинские впадины в Южном Улутау. Как явствовало из их описания, все они наследуют древние структурные формы, возникшие уже в процессе рифейского и нижнепалеозойского развития Байконурского синклинория. Так, например, Булантинская мульда обязана своим положением древней флекуре (или разлому), которая в нижнем палеозое разграничивала Киякты-Булантинское поднятие и Курайлы-Қараадырский прогиб; Актаская грабен-синклиналь, Сарысайская мульда и система Татпенских мульд расположены вдоль зоны сочленения рифейского прогиба и протерозойского антиклинория и т. д.

Совпадение простираний нижнего и среднего палеозоя в Южном Улутау подчеркивалось и Ю. А. Зайцевым (1961), выделившим здесь Кыштавско-Сарытургайский пояс линейных складок, в который входят и Актаская грабен-синклиналь и Сарысайская мульда. Однако такое совпадение простирания каледонских и герцинских структур оказывается характерным не только для Улутау. При взгляде на геологическую карту хр. Большого Каратау сразу же бросается в глаза совпадение простираний нижнепалеозойского и средне-верхнепалеозойского комплексов пород.

Средне-верхнепалеозойские отложения здесь формируют мощный прогиб, центральная, наиболее погруженная часть которого совпадает с осью глубокого нижнепалеозойского прогиба (Макарычев, 1961). Большие мощности средне-верхнепалеозойских пород, чрезвычайно интенсивные пликвативные и дизъюнктивные вернепалеозойские дислокации, казалось бы, сильно отличают район Большого Каратау от Улутау. Очевидно, именно поэтому область Улутау была отнесена на тектонической карте СССР масштаба 1 : 5 000 000 к каледонидам, а Большой Каратау — к герцинидам.

Остановимся несколько подробнее на сопоставлении разрезов среднего — верхнего палеозоя, наложенного на Байконурский синклинорий и синклинорий Большого Каратау.

Как мы помним, на территории Байконурского синклиория в девоне и нижнем карбоне образуются небольшие наложенные мульды, выполненные только среднепалеозойскими отложениями сравнительно небольшой мощности. Средний — верхний девон здесь в основном представлен красноцветными отложениями, а нижний карбон — известняками. Для этих впадин характерны чрезвычайно быстрые изменения мощностей от мульды к мульде. Так, например, в Булантинской мульде мощность средне-верхнедевонских красноцветных песчаников и алевролитов равна 1500 м, а турнейских известняков — 100 м. В мульде, расположенной всего в 20 км к востоку от нее, на р. Бозинген, мощность девонских красноцветов 20 м, а турнейских известняков 400 м и т. д.

Несколько в ином плане в это время развивается территория Большого Каратау. Несмотря на то, что формации этой области в общем близки к формациям Байконурского синклиория, огромные мощности девонских и каменноугольных пород, довольно быстрая их фашиальная изменчивость как вкрест простирания пород, так и вдоль него (Грум-Гржимайло, 1960) отличают эту область от вышеописанных районов. Так, например, мощность только фаменских и нижнекаменноугольных пород здесь достигает 2500—4000 м. Разрез среднего-верхнего палеозоя хр. Большого Каратау, согласно взглядам О. С. Грум-Гржимайло (1960), показан на фиг. 54.

Однако наиболее существенным является разница в степени дислоцированности пород среднего палеозоя Байконурского синклиория и района Большого Каратау. В пределах Байконурского синклиория они образуют систему пологих синклиналей, осложненных в краевых частях более мелкими, но резко выраженными складками.

Отложения среднего палеозоя в пределах Большого Каратау смяты в ряд складок, осложненных разрывными и надвиговыми нарушениями. Для объяснения интенсивных дислокаций, развитых в девонских и каменноугольных образованиях, многочисленными исследователями выдвигались различные гипотезы их происхождения. П. Л. Бубличенко и И. И. Машкара считали, что эти складки возникли в результате давлений, направленных с юго-запада на северо-восток. В. В. Галицкий основное значение в образовании мелких складок придавал сдвиговым явлениям вдоль Каратауского разлома и т. д. (Эз, 1954).

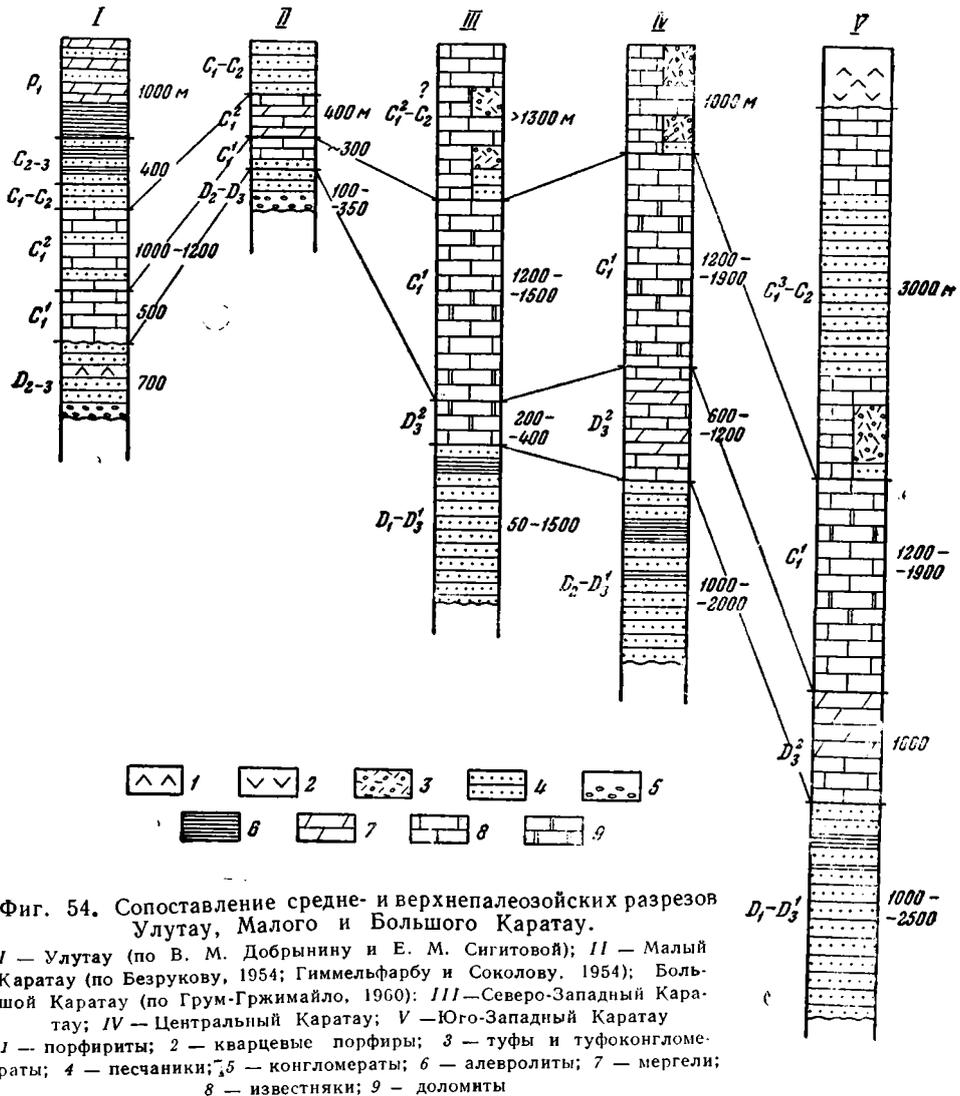
Оставляя в стороне вопросы происхождения складок в пределах Большого Каратау, можно констатировать, что средне-верхнепалеозойские складкообразовательные движения в Большом Каратау были очень интенсивны. Как мы помним, это же обстоятельство чрезвычайно характерно и для района Байконурского синклиория.

Интересно взаимоотношение нижнепалеозойских и средне-верхнепалеозойских толщ в Большом Каратау.

По этому вопросу имеются довольно разнообразные мнения. Г. И. Макарычев (1961) указывает на крупнейшее угловое несогласие в основании девонских красноцветов. Однако, по его мнению, наиболее интенсивно смятые нижнепалеозойские породы находятся в зонах поднятий, близко расположенных к Большому Каратаускому разлому. Именно здесь девонские образования залегают резко несогласно на более древних, в том числе и докембрийских отложениях. В собственно прогибе Большого Каратау девонские отложения залегают всюду на верхнеордовикских породах. Именно в этом районе О. С. Грум-Гржимайло (1960) не удалось установить повсеместных несогласий. Так, например, в пределах северо-западного Каратау образования нижнего девона «залегают на размытой поверхности песчаников ордовика преимущественно без углового несогласия» (Грум-Гржимайло, 1960, стр. 46). В центральном Каратау среднедевонские отложения располагаются «на породах ордовика со скрытым несогласием и реже с угловым несогласием» (Грум-Гржимайло, 1960). По крайней мере, в областях глубокого нижнепалеозойского прогибания

девонские образования лежат согласно с подстилающими их верхнеордовикскими отложениями. Таким образом, район хр. Большого Каратау в среднем и верхнем палеозое имел много общих черт с районом Байконурского синклинория. Это сходство заключается в следующем.

1. Как в Большом Каратау, так и в Южном Улутау средне-верхнепалеозойские впадины контролируются более древними тектоническими формами.



Фиг. 54. Сопоставление средне- и верхнепалеозойских разрезов Улутау, Малого и Большого Каратау.

I — Улутау (по В. М. Добрынину и Е. М. Сигитовой); II — Малый Каратау (по Безрукову, 1954; Гиммельфарбу и Соколову, 1954); Большой Каратау (по Грум-Гржимайло, 1960); III — Северо-Западный Каратау; IV — Центральный Каратау; V — Юго-Западный Каратау  
1 — порфириты; 2 — кварцевые порфиры; 3 — туфы и туфоконгломераты; 4 — песчаники; 5 — конгломераты; 6 — алевролиты; 7 — мергели; 8 — известняки; 9 — доломиты

2. В обоих районах отсутствуют отложения силура и местами нижнего девона.

3. В обоих районах средний—верхний палеозой сложен одинаковыми формациями: в основании — вулканогенно-терригенная красноцветная молассовая ( $D_2 - D_3^1$ ), местами включающая в себя и фаменский комплекс осадков (Ши Ян-шень, 1961), вверху — известняковая и известняково-терригенная ( $D_3^1 m - C_1^n$ ).

4. Оба района претерпели интенсивную верхнепалеозойскую складчатость.

Единственное различие между этими двумя районами заключалось в том, что в Большом Каратау в среднем палеозое возник глубокий прогиб, а в Улутау такого прогиба не было. Кроме того, в Большом Каратау имеются раннегерцинские интрузии. Спрашивается, достаточно ли этих различий, чтобы отнести район Байконурского синклинория к каледонидам, а район Большого Каратау к герцинидам? Ответ на этот вопрос я дам несколько позже, а пока перейду к описанию герцинских впадин в Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоне. Принципиально эти разрезы весьма сходны с разрезами Большого Каратау. Здесь на ордовикских отложениях «... с небольшим, часто параллельным несогласием ложится тюлькубашская толща красноцветных песчаников живетско-франского возраста, согласно покрываемая известняками фамена, турне, визе и гипсоносными породами низов намюра. Обращает на себя внимание отсутствие силура и нижней половины девона и присутствие мощного турне в непрерывном разрезе нижнего карбона.

Структура Чаткало-Нарынской зоны создавалась в позднем намюре и среднем карбоне с проявлением ряда крупных гранитоидных интрузий» (Решения совещания..., 1959, стр. 10).

К этому краткому и достаточно полному описанию среднего палеозоя Чаткало-Нарынской зоны следует лишь добавить, что местами под красноцветными отложениями тюлькубашской свиты выделяется толща эффузивов среднего и кислого составов мощностью до 600 м (сумсарская свита хр. Чаткал, талдысуйская свита бассейна р. Сарыджас (Решения совещания..., 1959). Эти свиты относятся к нижнему девону — эйфельскому ярусу среднего девона и могут быть сопоставлены с порфиритовой и альбитофировой свитами нижнего — среднего девона Сарысу-Тенизского водораздела (Зайцев, 1961). Мощность тюлькубашской свиты в Чаткало-Нарынской зоне достигает 1400 м, а карбонатного комплекса фамена — нижнего карбона 2500 м.

Следовательно, развитие Чаткало-Нарынской зоны в среднем палеозое ничем принципиально не отличается от такового хр. Большого Каратау. Таким образом, среднепалеозойские прогибы, наложенные на Байконур-Ишимскую геосинклиналь, развивались в унаследованном от нижнего палеозоя структурном плане<sup>1</sup>. Эта унаследованность выражена в образовании глубоких среднепалеозойских прогибов на месте наиболее погруженных частей нижнепалеозойских геосинклиналей. Эти герцинские прогибы обычно имеют большую протяженность, линейную форму и большую величину прогибания, устанавливаемую по мощности накопившихся в них осадков (Большой Каратау, Чаткало-Нарынская зона). Кроме того, элементы унаследования наблюдаются и в более мелких тектонических формах (Улутау), когда отдельные небольшие впадины в среднем палеозое образуются вдоль зон сочленения нижнепалеозойских прогибов и поднятий.

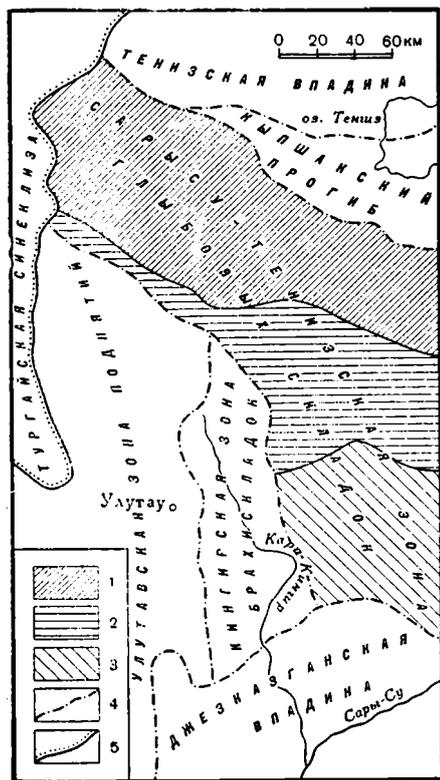
Перейдем теперь к описанию средне-верхнепалеозойских впадин, образовавшихся на основании, сложенном породами Центрально-Казахстанской геосинклинальной зоны.

Средне-верхнепалеозойские впадины в области Центрально-Казахстанской геосинклинальной зоны. В средне-верхнепалеозойское время эта территория расчленилась на ряд прогибов и поднятий, обладающих сложной конфигурацией и своеобразным развитием. Поэтому трудно говорить о каких-либо общих чертах истории этой территории. Правильнее выбрать какой-либо ее участок и проследить его геологическую историю. Остановимся на средне-верхнепалеозойской истории участка, расположенного непосредственно к востоку от Улутавского массива и ограниченного с

<sup>1</sup> Сказанное, по всей видимости, не относится к району р. Ишим, где между нижним палеозоем и девоном наблюдаются крупные несогласия.

севера массивом Кокчетау. Недавно эта территория была прекрасно описана Ю. А. Зайцевым (1961), из работы которого мы и возьмем весь необходимый нам материал.

Внутри рассматриваемой зоны Ю. А. Зайцев выделяет Улутавскую зону поднятий, Сарысу-Тенизскую зону глыбовых складок, Кингирскую зону брахискладок, Джезказганскую внутреннюю впадину, Кыпшакско-Карагандинскую синклиналичную зону и Тенизскую внутреннюю впадину (фиг. 55). Все выделенные Ю. А. Зайцевым тектонические зоны обладают своеобразными чертами внутреннего строения и особенностью своего геологического развития.



Фиг. 55. Схема строения Сарысу-Тенизской зоны глыбовых складок (по Зайцеву, 1961).

- 1 — северная часть зоны: характерны широкие горст-антиклинали и узкие грабен-синклинали, разрез среднего палеозоя сокращен;
- 2 — центральная часть зоны: равное развитие горст-антиклиналей и грабен-синклиналей, разрез среднего палеозоя отличается полнотой, известен верхний палеозой;
- 3 — южная часть зоны: преобладание широких горст-антиклиналей над узкими грабен-синклиналиями, разрез среднего палеозоя сокращен;
- 4 — границы тектонических зон;
- 5 — восточная граница Тургайской синеклизы

в одних районах среднепалеозойские тектонические движения проявлялись унаследованно от более древних зон развития, а в других — они перерабатывали нижнепалеозойский структурный план. Первый путь развития этих новообразованных прогибов принципиально не отличается от описанного нами для Байконур-Ишимской геосинклинали, а второй, наоборот, резко иной. Поэтому, базируясь на данных Ю. А. Зайцева, рассмотрим историю развития Сарысу-Тенизской зоны глыбовых складок как пример второго пути тектонического развития.

В этом районе «герцинские тектонические структуры развились на каледонско-докембрийском фундаменте, складчатые сооружения которого имели повсеместно меридиональные или близко к меридиональному направления осей. Герцинские тектонические зоны, складчатые и разрывные дислокации являются в большинстве случаев новообразованиями, сформированными в течение среднего и верхнего палеозоя. В отдельных тектонических зонах (Улутавская зона поднятий, западные части Кингирской зоны брахискладок и Джезказганской впадины, Тенизская впадина) в герцинском этапе сохраняется меридиональный структурный план. Элементы меридионального плана имеются в восточной половине Кингирской зоны в виде складок и разрывных нарушений долготной ориентировки.

Меридиональный структурный план сменяется широтным в пределах Сарысу-Тенизской зоны глыбовых складок и Кыпшакско-Карагандинской синклиналичной зоны, поперечных по отношению к Центрально-Казахстанскому срединному массиву. Именно в этих зонах происходит резкое наложение герцинских структур на каледонские, описывавшееся ранее «как пересечение складчатостей» (Зайцев, 1961).

Следовательно, в пределах Западной части Центрального Казахстана

«В конце ордовика в областях, лежащих между оз. Тениз и р. Сарысу, одновременно с общим поднятием всей Центрально-Казахстанской срединной зоны консолидации произошла перестройка тектонического плана. На меридиональные складки, образованные нижним палеозоем и докембрием, с резким азимутальным несогласием (от 60 до 90°) наложился крупный разрывные нарушения. Одновременно с взламыванием нижнего структурного этапа по этим разрывам внедрились интрузии гранитоидов» (Зайцев, 1961, стр. 162).

Более северные и южные части (районы современной Тенизской и Джезказганской впадин) оставались тектонически спокойными.

«Раздробление нижнепалеозойского фундамента в областях, приходящихся на Сарысу-Тенизскую и Кыпшакско-Карагандинскую тектонические зоны, определило в дальнейшем относительную подвижность этих частей Центрально-Казахстанского срединного массива» (Зайцев, 1961, стр. 162). Именно в этих зонах в силуре накапливаются мощные граувакковые толщи, а в нижнем девоне (нижней его половине) образуется наземная порфировая формация. Эти излияния целиком были связаны с поперечными разрывами, заложившимися еще в ордовикское время. В конце первой половины среднего девона вновь происходит образование гранитоидов, которые при своем внедрении использовали те же зоны разрывных нарушений, что и ордовикские интрузии того же состава.

Коротко суммируя геологические события, происшедшие в этой области в силуре и нижнем — среднем девоне, Ю. Зайцев говорит: «Одновременно с перестройкой тектонического плана внедрились ордовикские гранитоиды, образовавшие крупные массивы северо-западной ориентировки. Затем образовались граувакковая и порфировая формации большой мощности. Заключаящим было внедрение среднедевонских гранитоидов» (1961, стр. 163).

В других тектонических зонах ни осадконакопления, ни излияния эффузивов не происходило.

Во второй половине среднедевонской эпохи и франском веке в пределах всех тектонических зон накапливалась вулканогенно-терригенная красноцветная молассовая формация. В Тенизской впадине мощность ее очень невелика, изменяясь от первых десятков до первых сотен метров. Резко возрастает мощность формации в Кыпшакском прогибе (до 2000 м), где в разрезе появляются известняки и основные эффузивы. В Сарысу-Тенизской зоне глыбовых складок с севера на юг мощность красноцветной молассовой формации неоднократно изменяется в широких пределах — от 250—300 до 3000—4000 м (фиг. 56).

«На поднятиях формировались красноцветные терригенные и вулканогенные накопления; в прогибе, кроме терригенных отложений, образовались известняки и изливались лавы базальтово-андезитового состава. В эпоху накопления жаксыконской серии движения блоков широтной и северо-западной ориентировки оказывали серьезное влияние на ход осадконакопления» (Зайцев, 1961, стр. 163—164).

В это же время на сочленении Сарысу-Тенизской и Улутавской тектонических зон возникает глубокий, меридионально ориентированный Каракингирский прогиб. После общего поднятия в конце франского века описываемую территорию вновь охватывает общее опускание. С начала фаменского века и в нижнекаменноугольную эпоху откладываются известняковые и известняково-терригенные формации, достигающие наибольших мощностей в Каракингирском и Кыпшакском прогибах, а также в отдельных грабен-синклиналиях Сарысу-Тенизской зоны. К концу нижнего карбона Сарысу-Тенизская зона окончательно оформляется в виде относительного поднятия. Интенсивное верхнепалеозойское прогибание охватывает области Тенизской и Джезказганской впадин, причем



последняя наследует собой Каракингирский прогиб. Впадины заполняются молассовой и соленосно-лагунной формациями.

Эти крупные впадины как бы объединяют разнородные нижнепалеозойские тектонические формы, которые по отношению к ним играют одинаковую в структурном отношении роль поднятий. Так, например, западный борт Джезказганской впадины располагается на протерозойских отложениях Улутая, юго-западный и южный — на территории северо-западных и северных подножий каледонских сооружений Малого Каратау и Киргизского хребта, северо-восточный ее борт налегает на докембрий Чуйского антиклинория.

Таким образом, высокая подвижность земной коры, свойственная для нижнепалеозойского этапа развития этой области, была характерной и для более поздних орогенных этапов. Многочисленные перекрытия, несогласия, выпадения из разрезов отдельных зон целых стратиграфических подразделений, огромные колебания мощностей, гранитоидные интрузии резко отличают эту область в среднем — верхнем палеозое от соответствующих им по возрасту отложений в пределах Байконур-Ишимской геосинклинальной зоны.

### Некоторые выводы

Рассмотрев историю развития средне-верхнепалеозойских впадин в пределах Центрального Казахстана, можно сделать некоторые выводы.

1. Область земной коры, обладавшая высокой подвижностью в нижнем палеозое, выразившейся в образовании многочисленных прогибов и поднятий (Центрально-Казахстанская зона), продолжала оставаться такой же и в среднем — верхнем палеозое. В области Байконур-Ишимской геосинклинали в среднем и верхнем палеозое продолжали существовать плавные и спокойные движения, столь характерные для более ранних этапов ее развития.

2. Разный характер движений в этих двух областях обусловил и различные взаимоотношения между собой средне-верхнепалеозойских осадков. В прогибах, расположенных на основании, сложенном породами Байконур-Ишимской геосинклинали, все толщи связаны между собой постепенными переходами и залегают согласно. Изменения мощностей постепенны. В прогибах, расположенных на основании, сложенном породами Центрально-Казахстанской геосинклинальной зоны, наблюдаются многочисленные трансгрессивные перекрытия, выпадения из разреза крупных стратиграфических подразделений (до систем и отделов), чрезвычайно быстрые фациальные и мощностные изменения.

3. Вулканогенные толщи, встреченные в основном в девоне, одинаково распространены как во впадинах, наложенных на Байконур-Ишимскую геосинклиналь, так и на Центрально-Казахстанскую геосинклинальную зону.

4. Интрузивный среднепалеозойский магматизм широко распространен в бывшей геосинклинальной зоне Центрального Казахстана. Помимо вышеописанных верхнеордовикских и среднедевонских гранитоидов, здесь также встречены и позднегерцинские гранитоиды (Северный Тянь-Шань — тектоническая карта СССР масштаба 1 : 5 000 000). В этом отношении эта область в среднем — верхнем палеозое несколько отличается от Байконур-Ишимской зоны, где известны лишь позднеордовикские и раннегерцинские гранитоиды.

5. Ничем не отличаются и среднепалеозойские формации в пределах прогибов, расположенных на Байконур-Ишимском и Центрально-Казахстанском геосинклинальном основании. Как тут, так и там распространен очень близкий комплекс формаций (табл. 3).

## Сопоставление среднепалеозойских формаций Центрального Казахстана и северных дуг Тянь-Шаня

Формация*	Возраст	Область распространения	
		Байконур-Ишимское геосинклинальное основание	Центрально-Казахстанское геосинклинальное основание
Порфировая	$D_1—D_2^1$	Чаткало-Нарынская зона Тянь-Шаня	Сарысу-Тенизская зона, Джилаир-Найманская зона
Вулканогенно-терригенная, красноватая молассовая	$D_2—D_3$ fr (местами $D_3$ fm)	Улутау, Большой Каратау, Чаткало-Нарынская зона Тянь-Шаня	Сарысу-Тенизская зона, Бет-Пак-Дала, Кара-Кингирский прогиб, Кыпшакский прогиб, Киргизская зона Тянь-Шаня.
Известняковая	$D_3$ fm— $C_1V_1$ (местами $C_1t—C_1V_1$ )		
Известняково-терригенная	$C_1V_1—п$		

\* Название формаций взято из работы Ю. А. Зайцева (1961).

Таким образом, между двумя областями, резко различно развивающимися в нижнем палеозое, в среднем — верхнем палеозое устанавливается довольно много общих черт.

Единственным отличием этих двух областей в среднем — верхнем палеозое является то обстоятельство, что в пределах Центрально-Казахстанской геосинклинальной области иногда наблюдается постепенная перестройка каледонских структур, в то время как на территории Байконур-Ишимской геосинклинали такой перестройки не наблюдается.

Многим исследователям Центрального Казахстана это различие кажется очень существенным. Поэтому на тектонической карте СССР масштаба 1 : 5 000 000 области Большого Каратау и Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоны отнесены к зоне герцинской складчатости, а вся западная часть Центрального Казахстана — к зоне каледонской складчатости.

Выше мною было показано, что развитие территории Байконурского синклиория в среднем — верхнем палеозое ничем существенно не отличалось от развития в пределах Большого Каратау и Чаткало-Нарынской зоны Тянь-Шаня. Как тут, так и там накапливались аналогичные по формационному характеру толщи, которые наследовали древние структурные формы и были смяты в конце палеозоя. Вся кажущаяся разница заключается лишь в том, что на обнаженной территории Байконурского синклиория отсутствует прогиб, равновеликий герцинскому прогибу Большого Каратау и Чаткало-Нарынской зоны. Кстати говоря, Р. Г. Гарецким и В. И. Шрайбманом (1960) непосредственно к западу от Киякты-Булантинского блока, названного ими Кияктинским антиклинорием,

под покровом рыхлых отложений Тургайской синеклизы показан линейно вытянутый верхнепалеозойский прогиб.

Оставляя пока в стороне этот вопрос, можно сказать, что области Улутау, Каратау, Чаткало-Нарынской зоны, Сарысу-Тенизского водораздела, Тенизской и Джезказганской впадин, Бет-Пак-Далы в среднем и верхнем палеозое прошли близкий путь развития. Подстилающий их комплекс отложений всюду должен быть отнесен к области каледонской консолидации. Таким образом, и Большой Каратау, и Чаткало-Нарынскую зону Тянь-Шаня правильнее было бы отнести к области каледонской складчатости, а расположенные на них средне-верхнепалеозойские прогибы — к внутренним впадинам на каледонском складчатом сооружении. Каледонский возраст рассмотренных областей подтверждается и их развитием в среднем и верхнем палеозое. Как в Каратау, так и в Улутау, впрочем, так же, как и на всей территории Центрально-Казахстанской зоны срединной консолидации (Богданов, 1959), которая единогласно всеми геологами относится к каледонидам, в основании разреза среднего палеозоя развита типичная постгеосинклинальная орогенная красноцветная формация, залегающая с большим стратиграфическим перерывом на отложениях ордовика. Породы силура, а местами и нижнего девона в этих районах отсутствуют. Также в пользу каледонского возраста рассмотренных областей свидетельствует весьма слабая магматическая деятельность в средне-верхнепалеозойское время. Интрузии почти полностью отсутствуют, а эффузивная деятельность проявляется лишь в виде покровов лав, встречающихся спорадически внутри континентальных красноцветных толщ. В типичных же герцинских зонах, какими являются южные дуги Тянь-Шаня и восточный склон Урала, в это время накапливаются мощнейшие вулканогенные формации.

Заканчивая описание фактического материала по Центральному Казахстану, остановимся несколько подробнее на проблеме соотношения структур Каратау и Улутау в палеозое. Излагаемый ниже материал был уже частично опубликован в совместной статье Р. Г. Гарецкого, А. Л. Книппера, В. М. Самодурова (1962), откуда я, с согласия соавторов привожу многочисленные выдержки.

## Глава VII

### ПРОСТРАНСТВЕННОЕ СООТНОШЕНИЕ ПАЛЕОЗОЙСКИХ СТРУКТУР КАРАТАУ И УЛУТАУ

Вопрос взаимоотношения палеозойских структур юго-западной части Центрального Казахстана (Улутау) и северных ветвей Тянь-Шаня (Каратау) давно обсуждается в геологической литературе. Основная трудность в разрешении этого вопроса связана с тем, что область их сочленения перекрыта мезо-кайнозойским чехлом Тургайской и Чуйской синеклиз. Поэтому каждая гипотеза, объясняющая строение фундамента данного района эпипалеозойской платформы, будет тем более достоверна, чем больше в ней будут использованы буровые и геофизические материалы.

Постепенное накопление геологических и геофизических данных позволило выдвинуть ряд гипотез, каждая из которых была в достаточной мере справедливой на определенном этапе исследования этой территории.

Выше были сделаны выводы относительно единства развития хребтов Большого Каратау и Улутау в палеозое. Также говорилось о дугообразной форме Байконур-Ишимской геосинклинали, в которой смена меридиональных простираний на северо-западные как раз и происходит в зоне сочленения Каратау и Улутау.

Все исследования, касавшиеся строения фундамента Тургайской и Чуйской синеклиз, указывали на то, что продолжение Большого Каратауского разлома уходит далеко на северо-запад от обнаженной части Каратау, вплоть до района оз. Челкар-Тениз. Скрытое под чехлом мезокайнозоя продолжение этого разлома было показано Ю. А. Зайцевым (1957, 1961), В. И. Самодуровым (1957), Р. Г. Гарецким и В. И. Шрайбманом (1960). По данным Г. И. Макарычева (1957, 1961), Большой Каратауский разлом играл существенную роль в процессе нижнепалеозойского развития этого региона.

Район хр. Большого Каратау в нижнем палеозое входил в геосинклинальную зону, опоясывавшую Центральный Казахстан с запада. Прогиб Большого Каратау с северо-востока был ограничен Кокджотским срединным поднятием, вдоль юго-западной окраины которого уже в начале нижнего палеозоя заложился крупнейший разрыв, получивший название Большого Каратауского разлома (Макарычев, 1961). Этот разлом, а следовательно, и Кокджотское срединное поднятие в нижнем палеозое, отделял прогиб Большого Каратау от прогиба Малого Каратау.

В данной работе нет надобности останавливаться на деталях строения разреза Малого Каратау. Он достаточно полно изложен в работах С. Г. Анкиновича (1960), Г. И. Макарычева (1957, 1961), К. А. Лисогор (1960) и др. Сопоставление разрезов Большого и Малого Каратау, согласно взглядам этих исследователей, приведено на фиг. 57. Карбонатные отложения среднего — верхнего кембрия и ордовика (тамдинская свита) Малого Каратау прослеживаются далее на юго-восток, где в хр. Таласский Алатау они описаны В. Я. Медведевым (1960). Здесь они выделены в самостоятельную Таласскую структурно-фациальную зону, которая

расположена между Киргизской структурно-фациальной зоной (эвгеосинклиналь) и Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоной (миогеосинклиналь).

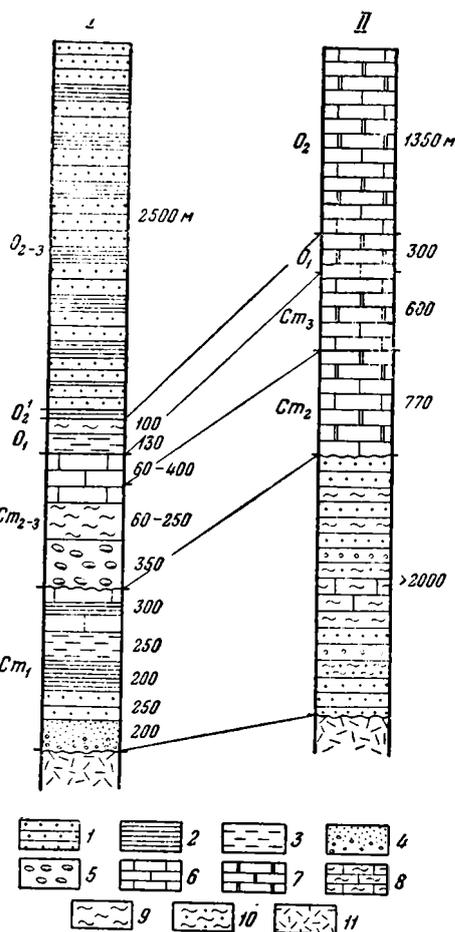
Если прав Г. И. Макарычев, а его точка зрения хорошо аргументирована, то кажется странным, каким образом разлом, контролирующий осадконакопление в пределах Каратау, перестает на нем сказываться по мере удаления к северо-западу от обнаженной части хр. Большого Каратау. Действительно, если бы Большой Каратауский разлом в нижнем палеозое разграничивал бы на больших площадях области различного осадконакопления, то мы должны были бы ожидать появления фаций Малого Каратау в Байконурском синклинории.

В этом отношении нам может помочь имеющийся геофизический материал, который позволяет восстановить строение участка сочленения зон Улутая и Каратау под чехлом мезо-кайнозоя, т. е. верхнепалеозойскую структуру этого района (фиг. 58). По данным аэромагнитной и гравиметрической съемок на закрытой платформенным чехлом территории хорошо выделяются основные верхнепалеозойские структуры — Карсакпайское и Каратауское поднятия, Джезказганская и Тургайская впадины<sup>1</sup>. Поднятия характеризуются ясно выраженными линейными, обычно положительными аномалиями  $\Delta g$  и  $\Delta T_a$ , впадины — изоморфными отрицательными аномалиями.

Границы между выделенными крупными структурными элементами отчетливо устанавливаются по полосам повышенных градиентов силы тяжести или по резкой смене характера и гравитационного, и магнитного полей.

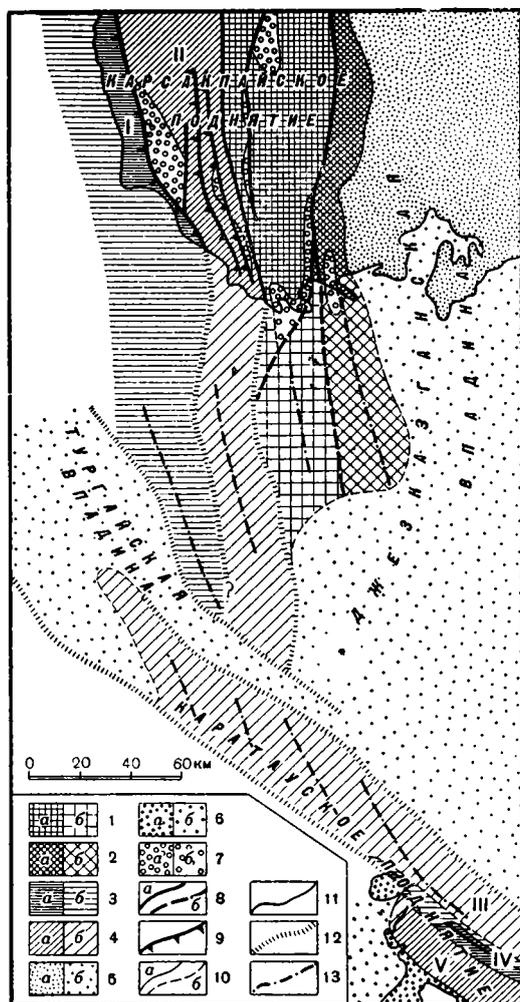
Западный борт Джезказганской впадины в пределах юго-восточного ограничения Карсакпайского поднятия как в обнаженной, так и в погребенной ее частях выделяется сменой линейных максимумов силы тяжести минимумами  $\Delta g$  с изоморфными аномалиями. Эта граница прослеживается на юг от выходов палеозоя на поверхность, в виде почти прямой линии на расстояние около 90 км.

<sup>1</sup> Под Джезказганской и Тургайской впадинами автором понимаются средне-верхнепалеозойские структуры. В мезо-кайнозое на месте первой структуры развилась Чуйская синеклиза, на месте второй — Тургайская. Границы платформенных синеклиз мезо-кайнозоя и впадин средне-верхнепалеозойского времени не совпадают.



Фиг. 57. Сопоставление нижнепалеозойских разрезов Большого и Малого Каратау.

I — Большой Каратау (по Макарычеву, 1957, 1960); II — Малый Каратау (по Лисогору 1960). 1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — филлитовидные сланцы; 4 — песчаники и конгломераты; 5 — тиллитоподобные конгломераты; 6 — известняки; 7 — доломиты; 8 — красные и черные яшмы; 9 — кремнистоуглистые породы; 10 — кварцево-хлоритовые сланцы; 11 — докембрийские метаморфические породы



Фиг. 58. Схема верхнепалеозойской структуры зоны сочленения Каратау и Улутау.

*I* — Киякты-Булантинский блок; *II* — Курайлы-Караадырский и Бозингенский блоки; *III* — Малый Каратау; *IV* — Кокджотское срединное поднятие; *V* — прогиб Большого Каратау.

*1* — Майтубинский антиклинорий; *2* — Карсакапский синклиниорий; *3* — области относительных нижнепалеозойских поднятий; *4* — области относительных нижнепалеозойских прогибов; *5* — средне-верхнепалеозойские впадины; *6* — среднепалеозойский прогиб Большого Каратау; *7* — среднепалеозойские наложенные мульды; *8* — разломы: *a* — достоверные, *б* — предполагаемые; *9* — надвиги; *10* — границы между тектоническими формами: *a* — достоверные и *б* — предполагаемые; *11* — границы распространения мезозойского и кайнозойского чехла; *12* — линейные зоны повышенных градиентов силы тяжести; *13* — простирания осей отдельных магнитных аномалий. В условных обозначениях *1—7* — *a* обозначает выходы на поверхности, *б* — контакты отложений под чехлом мезозойских и кайнозойских образований

ности, находится в районе песков Арыс-Кум, где Каратауский максимум силы тяжести быстро суживается, затухает и резко сменяется

На этой широте линейные аномалии Карсакапского максимума к югу, по широтной границе резко сменяются изоморфными отрицательными аномалиями силы тяжести. Они ничем не отличаются от аномалий, характерных для Жезказганской впадины.

По всей видимости, здесь присутствуют красноцветные и пестроцветные толщи верхнего палеозоя. Такой характер границы, очевидно, связан с трансгрессивным перекрытием южного продолжения Карсакапского поднятия породами, выполняющими Жезказганскую впадину.

Дальнейшее продолжение борта Жезказганской впадины на юг, по-видимому, намечается полосой повышенных градиентов силы тяжести, которая прослеживается в меридиональном направлении почти вплотную к Каратаускому поднятию. Полоса повышенных градиентов  $\Delta g$ , скорее всего, говорит о крутой флекуре или даже о разломе, ограничивающем распространение средне-верхнепалеозойских отложений.

Юго-западный борт Жезказганской впадины проводится вдоль края Каратауского максимума силы тяжести по узкой линейной зоне резких градиентов  $\Delta g$ . В пределах обнаженной части Малого Каратау, на продолжении этой зоны резких градиентов, в нижнекаменноугольных отложениях борта впадины устанавливается крутая флексура. С юго-запада гравитационный максимум Карсакапского поднятия полосой повышенных градиентов силы тяжести отделяется от широкого поля низких значений  $\Delta g$  с отдельными изоморфными аномалиями, которые соответствуют восточному ограничению Тургайской впадины.

Юго-восточное окончание этого прогиба, по всей видимости, находится в районе песков Арыс-Кум, где Каратауский максимум силы тяжести быстро суживается, затухает и резко сменяется

значительным гравитационным минимумом. По своей характеристике гравитационные поля Тургайской и Джезказганской впадин очень близки. Поля обеих впадин соединяются узкой зоной отрицательных аномалий силы тяжести, которая протягивается вдоль стыка Каратауского и Карсакпайского поднятий. С юго-востока эта зона ограничена описанной выше полосой резких градиентов  $\Delta g$ , проходящей вдоль северо-восточного крыла Каратауского максимума силы тяжести. С северо-востока рассматриваемая зона также отделяется от Карсакпайского поднятия значительным перепадом значений  $\Delta g$ . Этот гравитационный градиент пересекает меридионально ориентированные аномалии, свойственные Карсакпайскому поднятию, и прослеживается далее на северо-запад вдоль северо-восточного борта Тургайской впадины. По-видимому, все эти факты указывают на то, что средне-верхнепалеозойские отложения Джезказганской впадины проникают в пределы Тургайской впадины по описанной зоне «пролива».

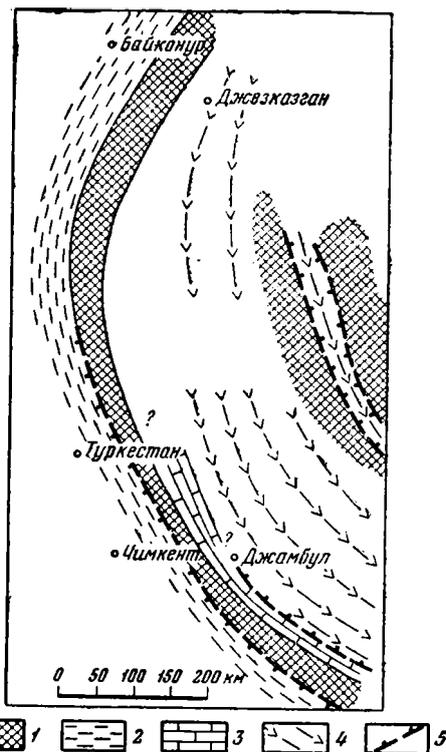
Косвенным доказательством наличия средне-верхнепалеозойских масс в пределах Тургайской впадины могут служить данные сейсморазведочного профиля КМПВ Джусалы — Байконур (Самодуров, 1957). На нем по кровле палеозойского фундамента в районе, соответствующем Тургайской впадине, фиксируются низкие значения граничных скоростей преломленных волн (до 4000 м/сек). Такие скорости являются типичными для средне-верхнепалеозойских терригенных толщ. По этому же профилю в 90 км к северо-востоку от ст. Джусалы был обнаружен крупный грабен с относительным погружением поверхности фундамента более чем на 1000 м. К юго-западу от уступа граничные скорости преломленных волн по поверхности фундамента колеблются от 5100 до 6000 м/сек, а к северо-востоку достигают не более 4000 м/сек. Краю грабена, выраженному уступом поверхности фундамента, соответствует узкая полоса повышенных градиентов силы тяжести. Она протягивается в юго-восточном направлении в сторону хр. Большого Каратау и в его обнаженной части попадает на линию Каратауского разлома. Это обстоятельство позволяет рассматривать отмеченный гравитационный градиент как отражение погребенного разлома, отделяющего области с резко различным характером гравитационного поля. На севере — это область изоморфных аномалий Тургайской впадины, на юго-востоке — линейные аномалии, ориентированные параллельно Каратаускому разлому. В пределах хр. Большого Каратау на продолжении этих аномалий в нижнепалеозойских отложениях прослеживаются линейные складки.

Обнаруженный грабен, судя по граничным скоростям преломленных волн, характерных для триасово-юрских отложений грабенов Тургая, также выполнен отложениями верхнего триаса — нижней и средней юры. По-видимому, он является погребенной частью той системы грабенов, которая сопровождает с северо-востока Каратауский разлом, выделяясь под именем Каратауского юрского грабена.

Таким образом, вышеописанные геофизические данные позволяют довольно четко установить контуры верхнепалеозойских поднятий и впадин под чехлом мезозойских и кайнозойских пород Чуйской и Тургайской синеклиз. Эти же данные позволяют показать внутреннюю структуру выделенных поднятий.

В пределах Карсакпайского поднятия четко выделяется полоса положительных аномалий силы тяжести, соответствующих докембрийскому ядру этой структуры. Максимальные значения силы тяжести приурочены к Карсакпайскому синклинию, выполненному верхнепротерозойскими основными эффузивами. Относительно менее интенсивное положительное поле силы тяжести соответствует Майтубинскому антиклинию. Все эти структуры по такому же характеру гравитационных полей четко прослеживаются на юг под покровом мезозойских и кайнозойских отложе-

ний. В западной части Карсакпайского поднятия выделяется нижнепалеозойский Байконурский синклиниорий. Его восточная часть, примыкающая к Майтубинскому антиклинорию, в основном заполнена граувакками верхнего ордовика. Последние отражаются пониженными значениями силы тяжести и создают линейные, меридионально вытянутые отрицательные гравитационные аномалии. Эта область соответствует Бозингенскому и Курайлы-Караадырскому блокам. Западнее, внутри Байконурского синклинория, выделяется область положительных аномалий силы тяжести. Эта зона соответствует Киякты-Булантинскому блоку. Выделенные структуры продолжают далеко на юг, почти впритык к структурам Малого Каратау, отделяясь от них «проливом», соединяющим Тургайскую и Джезказганскую впадины. В открытой части Улутау Киякты-Булантинский блок отделен от Курайлы - Караадырского блока надвигом, возраст которого, как мы помним, посленижнетурнейский. В закрытой части этому тектоническому элементу соответствует полоса повышенных градиентов силы тяжести, протягивающаяся далеко на юг, почти до выделенной зоны «пролива». Такую же протяженность и гравиметрическую характеристику имеет и крутая флексура, отделяющая восточное крыло Бозингенского блока от Майтубинского антиклинория.



Фиг. 59. Схема юго-западного ограничения Центрального Казахстана и северных ветвей Тянь-Шаня.

1 — геосинклинальные зоны с преобладающим развитием кремнисто-терригенных пород; 2 — геосинклинальные зоны с преобладающим развитием карбонатно-терригенных пород; 3 — геосинклинальные зоны с преобладающим развитием вулканогенно-терригенных пород; 4 — разломы

В пределах Каратауского поднятия четко выделяется широкая полоса относительных максимумов силы тяжести, лежащая на продолжении обнаженной части Малого Каратау и в целом имеющая северо-западное простирание. Границы этой зоны были описаны выше. Важно отметить, что внутри этой единой полосы наблюдаются как бы два направления локальных аномалий. Вблизи Каратауского разлома прослеживаются четкие линейные аномалии, вытянутые вдоль разлома в северо-западном направлении. При удалении от разлома в северном направлении простирания аномалий все более отклоняются на север. Оси их, имеющие северо-северо-западное простирание, как бы идут на соединение с осями аномалий западной части Карсакпайского поднятия.

К югу от продолжения Каратауского разлома, выражающегося полосой повышенных градиентов силы тяжести, хорошо прослеживается область неглубокого залегания фундамента, соответствующая Кокджотскому срединному поднятию (Макарычев, 1961). Она характеризуется относительно повышенными значениями аномалий силы тяжести и протягивается в северо-западном направлении вдоль Каратауского разлома. Еще юго-

западнее устанавливается полоса отрицательных аномалий силы тяжести, соответствующая продолжению прогиба Большого Каратау.

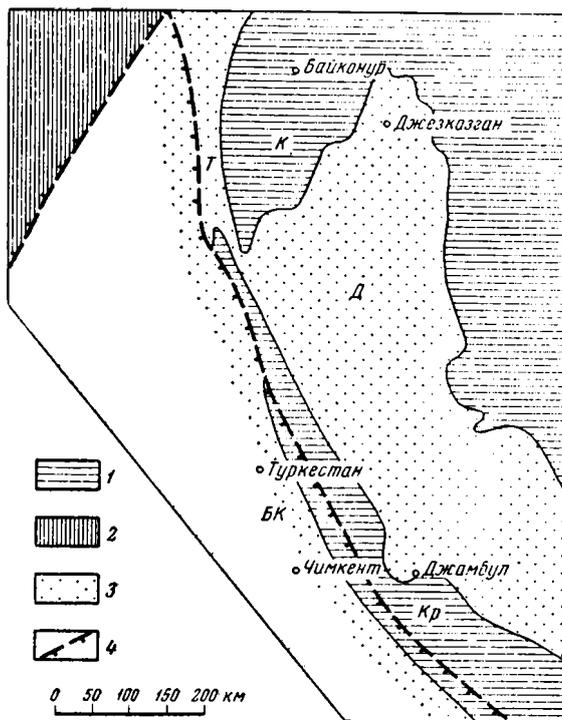
Как же происходило соединение этих прогибов в нижнем палеозое?

Как мы знаем, зона Каратауского разлома в нижнем палеозое разделяла две резко различные структурно-фациальные зоны — Большого и Малого Каратау. Аналогичная картина наблюдается и в Тянь-Шане.

Сходство нижнепалеозойских разрезов прогиба Большого Каратау и Байконурского синклинория не дает возможности считать, что этот шов продолжается далеко в северо-западном направлении. В противном случае разрез нижнего палеозоя Байконурского синклинория был бы сходен с разрезом Малого Каратау. Скорее всего, Каратауский разлом в нижнем палеозое затухал где-то в районе современного окончания хр. Каратау, а прогиб Большого Каратау непосредственно переходил в Байконурский прогиб (фиг. 59). Зоне поворота этих структур, очевидно, и отвечают те северо-северо-западные направления осей аномалии силы тяжести, которые наблюдаются как бы на протяжении зоны Малого Каратау.

В среднем палеозое на территории Большого Каратау образовалась глубокая впадина, которая, возможно, также поворачивала на север, в сторону Улутау. На это как бы указывают северные простирания девонского прогиба в крайней северо-западной части Большого Каратау.

В конце верхнего палеозоя произошло обновление Большого Каратауского разлома. Он продолжился далее в северо-западном направлении, вплоть до меридионального разлома, ограничивающего с востока герциниды Урала (Самодуров, 1957; Гарецкий и Шрайбман, 1960). Именно в этот момент он как бы расчленил области, обладающие единой историей развития в нижнем и среднем палеозое (фиг. 60).



Фиг. 60. Схема средне-верхнепалеозойской структуры юго-западного ограничения Центрального Казахстана и северных ветвей Тянь-Шаня.

1 — области поднятий: К — Карсакпайское, Кр — Каратауское; 2 — погребенные герциниды Урала; 3 — области впадин: Т — Тургайская, Д — Джезказганская, БК — Большого Каратау; 4 — разломы

## Глава VIII

### ПОЛОЖЕНИЕ БАЙКОНУРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ В СИСТЕМЕ СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЙ УРАЛО-ТЯНЬ-ШАНЬСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ

Как это было показано ранее, нижнепалеозойская Байконур-Ишимская геосинклиналь расположена вдоль западного ограничения каледонид Центрального Казахстана. Эта область А. А. Богдановым (1959) очень удачно была названа Центрально-Казахстанской зоной срединной консолидации. Процесс формирования этой зоны начался очень давно, по-видимому, с конца протерозойской эры и продолжался вплоть до конца ордовикского периода. История развития этой области заключалась в последовательном отмирании отдельных геосинклинальных трогов. Такие крупные антиклинории, как Кокчетавский и Улутавский, вероятно, уже существовали в конце протерозоя и служили теми «ядрами» консолидации, которые обрастали более молодыми складчатыми сооружениями. Центрально-Казахстанская зона срединной консолидации возникла внутри колоссальной Урало-Тянь-Шаньской геосинклинальной области. Эта зона срединной консолидации, или просто внутренний массив, разграничивала в палеозойское время герцинские геосинклинальные зоны: на западе располагался Урал, на востоке — Джунгаро-Балхашская геосинклинальная зона.

Как мы знаем, Байконур-Ишимская геосинклиналь на востоке сочленяется с древними массивами Улутау и Кокчетау. Западная ее граница целиком перекрыта мезо-кайнозойскими отложениями Тургайской синеклизы. Это обстоятельство сильно затрудняет выяснение вопроса: является ли Байконур-Ишимская геосинклиналь трогом, возникшим внутри срединной зоны консолидации, или же она сменяется к западу более молодым прогибом герцинид Урала. Иначе этот вопрос можно поставить следующим образом: проходит ли западная граница Центрально-Казахстанской зоны срединной консолидации вдоль восточной границы Байконур-Ишимской геосинклинали или же она скрыта под платформенным чехлом Тургайской синеклизы?

Для решения этого вопроса представляется интересным рассмотреть немногочисленные геологические и геофизические данные, показывающие строение фундамента Тургайской синеклизы. Строение основания Тургайской синеклизы лучше всего исследовано в районе г. Кустаная. Многочисленные скважины, достигающие поверхности фундамента, позволили Е. А. Мазиной (1958) составить геологическую и тектоническую карту палеозойского основания Тургайской синеклизы. Из этих карт хорошо видно, что Байконур-Ишимская геосинклиналь в районе Жаныспая распадается на две ветви. Восточная известна под названием Калмык-Кульского синклинория, а западная, прослеживающаяся вдоль долины р. Ишим, выделяется в Стерлитамакский синклинорий. Эти синклинории со всех сторон обрамляются выходами докембрийских гнейсов, кварцитов и порфиритондов, которые слагают Убагано-Ефимовский, Кокчетавский и Джаркаин-Агачский антиклинории. Убагано-Ефимовский антиклинорий в западном направлении сменяется крупной впадиной, выполненной отло-

жениями среднего палеозоя. Меридиональное простирание впадины, [названной Е. А. Мaziной Кустанайским синклинорием, а также широкое развитие в ее восточной части нижнекаменноугольных эффузивов позволяют отнести этот синклинорий к зоне уральских герцинид.

Р. Г. Гарецкий и В. И. Шрайбман (1960) также проводят границу между герцинскими сооружениями Урала и каледонскими Казахстана вдоль восточного борта Кустанайского синклинория, где, по их мнению, проходит крупный разлом, прослеженный далеко на юг, вплоть до района гор Букантау. Р. Г. Гарецкий и В. И. Шрайбман (1960), так же как и Е. А. Мазина, считают, что северная часть Байконур-Ишимской геосинклинали со всех сторон окружена выходами докембрийских пород, слагающих антиклинории. Таким образом, имеющиеся геофизические и геологические данные однозначно указывают, что в северо-западной части Центрального Казахстана Байконур-Ишимская геосинклиналь целиком располагается в пределах древнего массива, являющегося склоном Кокчетавского антиклинория.

Очень близкая картина наблюдается и на юге, в районе хр. Большого Каратау. Прогиб Большого Каратау, по данным Г. И. Макарычева (1961), представляет собой узкий линейный трог, заключенный между двумя крупными блоками докембрийских пород. На северо-востоке — это Кокджотское срединное поднятие, а на юго-западе — так называемая Сыр-Дарьинская глыба, сложенная сильно метаморфизованными докембрийскими породами. Выходы этих пород вскрыты на дневной поверхности в районе ст. Чилии. Влияние Сыр-Дарьинской глыбы проявляется в изменении фаций и мощностей средне-верхнеордовикских отложений в прогибе Большого Каратау (Макарычев, 1961).

Р. Г. Гарецкий и В. И. Шрайбман (1960) считают, что выходы пород Сыр-Дарьинской глыбы, выделенной ими под названием Коксенгирской зоны, прослеживаются под чехлом мезо-кайнозоя далеко на северо-запад. На всем этом протяжении древний Сыр-Дарьинский массив обрамляет с юга прогиб Большого Каратау.

Таким образом, и южная часть Байконур-Ишимской геосинклинали расположена среди более древних массивов.

Трудно сказать, где находится западный борт Байконурского синклинория. Можно только предполагать по аналогии с районами Приишимья и Каратау, что и эта нижнепалеозойская геосинклиналь также расположена внутри Центрально-Казахстанской зоны срединной консолидации. Представляется весьма вероятным, что выходы пород Сыр-Дарьинской глыбы и Убагано-Ефимского антиклинория могут соединяться между собой под чехлом рыхлых отложений эпигерцинской платформе. Возможно, что Киякты-Булантинское поднятие расположено в области западного крыла Байконурского синклинория, в зоне сочленения его с древней глыбой или антиклинорием.

Весь изложенный материал позволяет с уверенностью говорить о том, что Байконур-Ишимская геосинклиналь развивалась в едином плане, что выражается как в сходных разновозрастных литологических комплексах, так и в поразительном тождестве плана нижнепалеозойского развития. Это обстоятельство, по-видимому, может служить косвенным доказательством единства ее структурного положения.

Все сказанное дает возможность полагать, что вся Байконур-Ишимская геосинклиналь, считая от р. Ишим на севере до Большого Каратау на юге, расположена внутри срединного массива герцинской геосинклинальной области. Этот срединный массив окончательно сформировался к концу каледонского этапа развития земной коры. Такое своеобразное тектоническое положение Байконур-Ишимской геосинклинали, по-видимому, и обусловило многие своеобразные черты ее развития. Более подробно этот вопрос будет разобран в заключительной главе работы.

## Глава IX

### СРАВНИТЕЛЬНАЯ ТЕКТНИКА АППАЛАЧЕЙ И ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Выше были подведены некоторые итоги тектонического строения западной части Центрального Казахстана. При этом было выяснено, что области развития различных по типу геосинклинальных разрезов (Байконур-Ишимская геосинклиналь и Центрально-Казахстанская геосинклинальная зона) разделяются сравнительно узкой полосой выходов докембрийских пород. История развития областей, лежавших в нижнем палеозое к западу и к востоку от этой полосы, была резко различной. Различными были не только условия осадконакопления и магматизма, но и интенсивность тектонических движений. В связи с этим представляется интересным сравнить эту область с теми геосинклинальными системами, где также резко обособляются отдельные длительно развивавшиеся геосинклинальные трюги.

Одним из таких примеров может служить район Аппалачей.

Этот регион прекрасно изучен американскими геологами. Именно здесь впервые были выделены такие понятия, как геосинклиналь, мио- и эвгеосинклиналь (Stille, 1940; Кэй, 1955). Историю развития этой геосинклинальной системы сравним с историей развития западной части Центрального Казахстана.

#### СТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ АППАЛАЧЕЙ

«Слово «Аппалачи» может быть использовано в широком смысле для обозначения отрезка древних гор восточнее реки Миссисипи, хотя в топографическом отношении термин «Аппалачские горы», строго говоря, относится к высоким хребтам, которые протягиваются вдоль оси этой системы от Пенсильвании к Алабаме. Нагорье Новой Англии геологически также является частью Аппалачей, хотя оно четко отделено от расположенной на юго-западе части системы опущенным отрезком в районе города Нью-Йорк, частично покрытым более молодыми отложениями, частью же расположенным ниже уровня моря. Кроме того, канадцы используют термин «Аппалачи» и для обозначения хребтов к северо-востоку от Новой Англии, в юго-восточном Квебеке и в Приморских провинциях, т. е. в Нью-Брансуике, в Новой Шотландии и на острове Принс-Эдуарда» (Кинг, 1961, стр. 81—82).

На всем своем протяжении, от Алабамы на юге до о-ва Ньюфаундленд на севере, строение геосинклинальной системы неодинаково, что дает право многочисленным геологам, изучавшим эту область, делить ее на два крупных региона. Первый из них расположен к югу от Нью-Йорка и выделяется под названием Центральных и Южных Аппалачей (или просто Южных Аппалачей) в штатах Алабама, Джорджия, Теннесси,

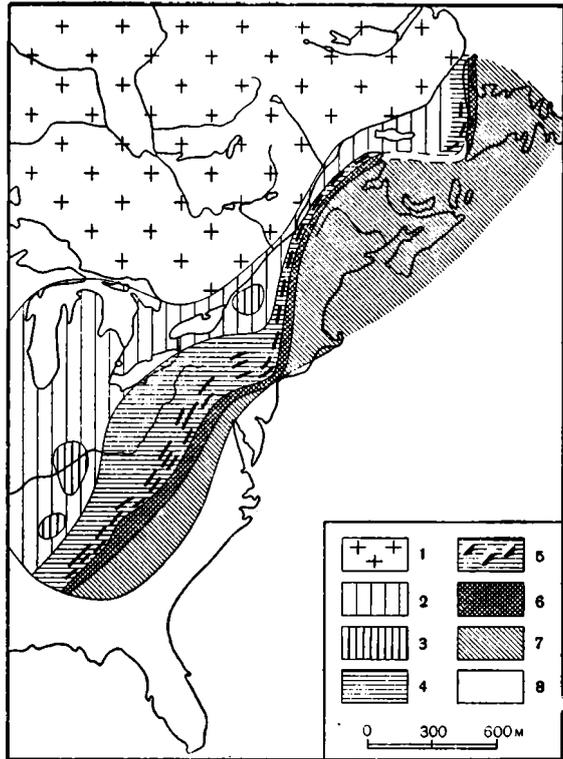
Северная Каролина, Вирджиния, Западная Вирджиния, Мериленд, Пенсильвания и Нью-Джерси. Второй регион обычно называется Северными Аппалачами и находится к северу от г. Нью-Йорка в штатах Нью-Йорк, Вермонт, Род-Айленд, Коннектикут, Нью-Гэмпшир, Мэн, а также в пределах Канады, в Нью-Брансуике, Новой Шотландии и Ньюфаундленде.

Как мы увидим ниже, такое расчленение Аппалачей не является случайным, а тесно связано с историей развития этих областей в позднем докембрии и палеозое.

Южные и Центральные Аппалачи, которые в дальнейшем будем называть просто Южными Аппалачами, очень хорошо изучены американскими геологами. Здесь с северо-запада на юго-восток, по Ф. Кингу (1961), выделяются следующие крупные структурные элементы (фиг. 61): провинции форланда или синклинорий Аллагейни, провинция Долин и Хребтов или осадочные Аппалачи, провинция Голубых гор<sup>1</sup> и кристаллические Аппалачи (плато Пидмонт).

В северных Аппалачах нет общепринятых названий для каждой из конкретных тектонических форм. Здесь на западе выделяется Шампленская геосинклиналь (или геосинклиналь Святого Лаврентия канадских геологов) и Нью-Брансуикская геосинклиналь, выделенная Шухертом (Ирдли, 1954). Обычно части этой геосинклинали описываются под названием Таконских и Зеленых гор в Новой Англии и антиклинория Лонг-Рейндж в Ньюфаундленде. Область, лежащая к востоку от этого антиклинория, была названа Шухертом Акадской геосинклиналью.

Тектонические формы Северных и Южных Аппалачей в палеозойское время связаны между собой. Так, например, провинция Долин и Хребтов Южных Аппалачей находит свое прямое продолжение в геосинклинали Святого Лаврентия, провинция Голубых гор — в Нью-Брансуикской геосинклинали, а плато Пидмонт сходно с Акадской геосинклиналью Северных Аппалачей. Это обстоятельство недавно было очень четко показано Джекобсом и др. (Jacobs a. oth., 1959).



Фиг. 61. Структурная схема юго-восточной части Северо-Американской платформы.

- 1 — Канадский щит; 2 — Северо-Американская плита; 3 — купола; 4 — синклинорий Аллагейни; 5 — провинция Долин и Хребтов и геосинклиналь Святого Лаврентия; 6 — антиклинорий Голубых гор — Нью-Брансуика; 7 — Пидмонт и Акадская геосинклиналь; 8 — Приморская низменность.

<sup>1</sup> В переведенной работе А. Ирдли (1954) эта же зона называется хр. Блю-Ридж.

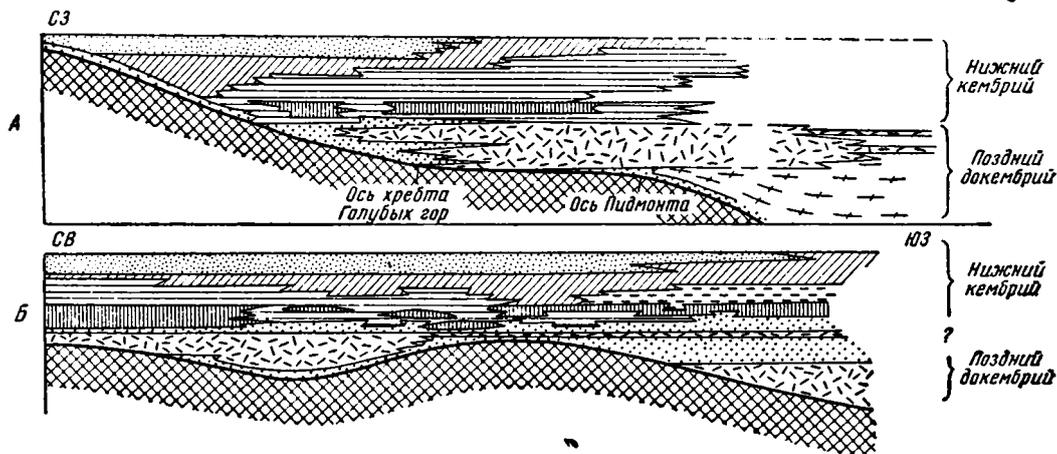
Поздний докембрий. В позднем докембрии вдоль восточной окраины Северо-Американской платформы происходило накопление мощного комплекса вулканогенных и терригенных пород. Эти породы описаны в восточной части о-ва Ньюфаундленд, где в районе залива Форчюн-бей и на п-ове Авалон появляется мощная толща граувакк и базальтов, известных под названием серии залива Эспуар и серии Авалон (Ирдли, 1954). Мощность каждой из этих серий достигает 4500—5000 м. Близка к ним и серия эффузивов, расположенная на крайнем востоке Нью-Брансуика и в Новой Шотландии (Weeks, 1957). Все вышеперечисленные образования в Северных Аппалачах залегают резко несогласно на более древних докембрийских же гнейсах. Эти гнейсы всеми исследователями сопоставляются с образованиями пояса Гренвилл Канадского щита (Ирдли, 1954; Weeks, 1957; Кинг, 1961).

Мощный разрез позднедокембрийского возраста описан также и в Южных Аппалачах. В северной части этого района он носит название Катоктенского вулканогенного комплекса, а на юге выделен в серии Окои и Талладега. Катоктенский вулканогенный комплекс, имеющий мощность до 2000 м, состоит из пород спилит-кератофирового ряда, переслаивающихся с граувакками и аркозами. «Серии Окои и Талладега представлены немymi кластическими осадочными толщами, частично граувакковыми фациями; мощность их достигает 6000 или более метров» (Ф. Кинг, цитируется по А. Ирдли, 1954, стр. 138).

Все эти относительно молодые докембрийские породы залегают с несогласием на более древних, сильно метаморфизованных породах, которые Блумер и Вернер (Bloomer a. Werner, 1955) объединяют под названием «комплекса основания», а Ирдли (1954) выделяет под названием балтиморских гнейсов (северная часть Южных Аппалачей) и каролинских гнейсов (южная часть Южных Аппалачей).

Эти породы, по описанию Блумера и Вернера, состоят из гранито-гнейсов, кварц-монзонитовых гнейсов, гранитов, гиперстеновых гранодиоритов и анортозитов. Интересно появление здесь анортозитов, которые являются чрезвычайно характерными породами для пояса Гренвилл (Кинг, 1961). Поэтому, несмотря на очень сильный метаморфизм «комплекса основания» по сравнению с образованиями пояса Гренвилл, можно предполагать тождество пород хр. Голубых гор и пояса Гренвилл Канадского щита. Таким образом, весьма вероятно, что позднедокембрийский прогиб Южных Аппалачей заложился на породах серии Гренвилл, где проходила западная граница этого позднедокембрийского прогиба. Для решения этого вопроса очень интересной представляется работа Блумера и Вернера (Bloomer a. Werner, 1955), посвященная геологическому строению хр. Голубых гор в Центральной Вирджинии. В этом районе хр. Голубых гор представляет собой сложно построенный антиклинорий, осложненный многочисленными разрывными и складчатыми нарушениями. В ядре этого антиклинория залегают породы «комплекса основания». К северо-западу и к юго-востоку эти сильно метаморфизованные отложения последовательно сменяются сначала позднедокембрийскими породами, а затем и нижнекембрийскими образованиями группы Чилхови. Внутри позднедокембрийских и нижнекембрийских пород Блумер и Вернер выделяют ряд литологических пачек (фиг. 62), связанных между собой постепенными переходами как по вертикали, так и по горизонтали. Замечательно то, что по направлению с юго-востока на северо-запад, т. е. вкрьест простираия структур Аппалачей, каждая более верхняя пачка разреза трансгрессивно перекрывает нижележащую и приходит в контакт с «комплексом основания». Таким образом, на юго-востоке на «комплексе основания» залегают наиболее полный разрез позднекемб-

рийских и нижнекембрийских образований, начинающийся с гнейсов Линчбург. На крайнем северо-западе этот разрез наименее полон. Здесь на «комплексе основания» залегают кварциты Антитем, т. е. самая верхняя часть нижнекембрийских отложений группы Чилхови. При этом область наименее мощного разреза позднего докембрия и нижнего кембрия в современной структуре не совпадает с осью антиклинория Голубых гор, а расположена значительно западнее (см. фиг. 62). Отсюда может быть сделан только следующий вывод: поднятие антиклинория Голубых гор в штате Вирджиния произошло позже отложения пород группы Чилхови, т. е. после или в конце нижнекембрийской эпохи. В этом обстоятельстве



Фиг. 62. Диаграмма, показывающая распространение литологических комплексов позднего докембрия и нижнего кембрия в районе Голубых гор, Вирджиния (по Bloomer, Werner, 1955): А — литологический профиль вкостр простириания хребта Голубых гор; Б — литологический профиль вдоль хр. Голубых гор.

1 — «Комплекс основания»; 2 — гнейсы Линчбург; 3 — катоктенский вулканогенный комплекс; 4 — граувакки; 5 — кварциты Вевертон; 6 — граувакки и кварциты Харперс; 7 — сланцы; 8 — кварциты Эрвин; 9 — кварциты Антитем

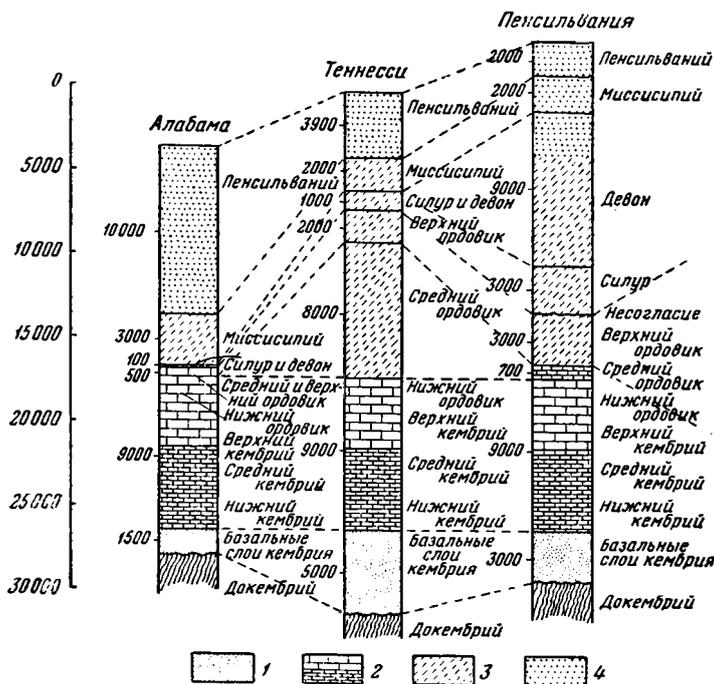
нас также убеждает и постепенный характер перехода позднедокембрийских отложений в нижнекембрийские. Такие взаимоотношения, очевидно, характерны и для всех Южных Аппалачей (Ирдли, 1954). Поэтому можно говорить, что в верхнем докембрии и нижнем кембрии существовал единый прогиб, граница которого в Южных Аппалачах проходила где-то западнее современного хребта Голубых гор и теперь погребена под осадками провинции Долин и Хребтов и синклинория Аллегейни. Где точно проходила эта граница, установить, по-видимому, невозможно.

Блумер и Вернер отмечают и еще одно интересное обстоятельство: вулканогенные породы Катоктенского комплекса в северо-западном направлении постепенно замещаются обломочными образованиями. «Катоктенские зеленокаменные породы (спилиты) относительно группы Чилхови являются эвгеосинклинальными на востоке и миогеосинклинальными на западе и разделены пологим изгибом (undation), вдоль которого в конечном счете сформировался хребет Голубых гор» (Bloomer a. Werner, 1955, стр. 579). Как мы увидим далее, такой характер распределения осадков в Южных Аппалачах сохранялся в течение длительного отрезка времени.

Таким образом, западная граница позднедокембрийского прогиба восточного края Северо-Американской платформы проходила вдоль

восточных побережий о-ва Ньюфаундленд и провинции Нью-Брансуика. Приблизительно на меридиане Нью-Йорка край этого прогиба вдавался внутрь Северо-Американской платформы, а затем вновь поворачивал на юг и проходил параллельно хр. Голубых гор, несколько западнее его.

В конце нижнего кембрия происходит расчленение некогда единого прогиба Южных Аппалачей. Именно в этот момент их истории окончательно оформляются миогеосинклиналь, находящаяся к западу от подножия Голубых гор, и эвгеосинклиналь — к востоку от него.



Фиг. 63. Обобщенные стратиграфические разрезы палеозойских пород (с юго-запада на северо-восток) провинции Долин и Хребтов в штатах Алабама, Теннесси и Пенсильвания, показывающие изменения разреза и характера отложений вдоль простиранья Аппалачской миогеосинклинали (по Кингу, 1961).

1 — морские базальные обломочные осадки; 2 — морские карбонатные осадки; 3 — морские обломочные осадки; 4 — континентальные обломочные осадки (мощность указана в футах)

С этого времени развитие эвгеосинклинали и миогеосинклинали становится резко отличным. Поэтому дальнейшая история геосинклинальных прогибов будет описана отдельно.

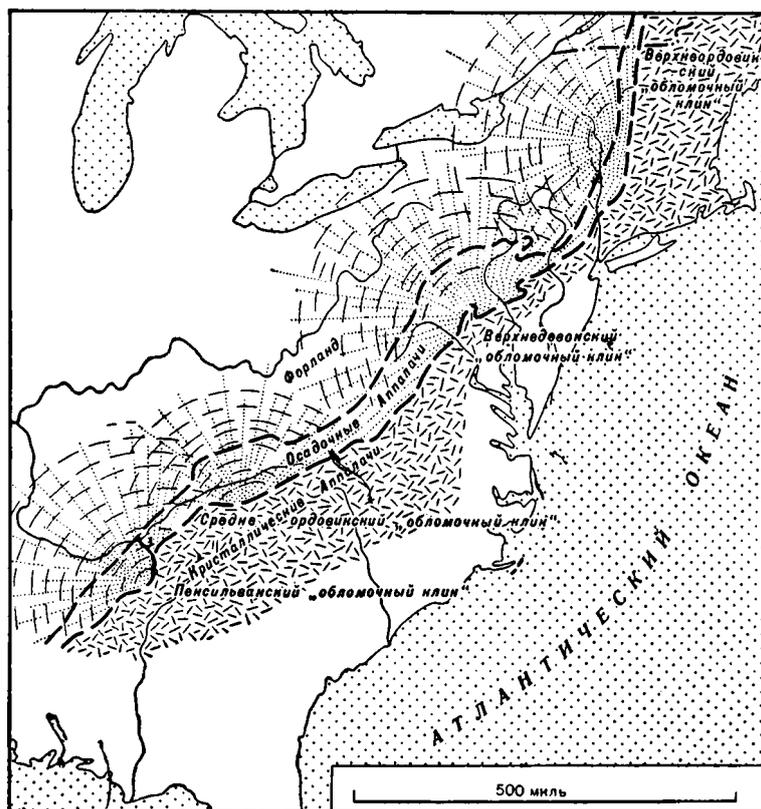
**Миогеосинклиналь.** В пределах миогеосинклинали в кембрии продолжается постепенное прогибание.

Этот прогиб постепенно заполнялся мощным комплексом осадочных образований (фиг. 63), представленных «морскими обломочными образованиями — конгломератами, аркозами и глинистыми сланцами, которые вверх по разрезу переходят в хорошо отсортированные кварциты. Эти отложения по площади несколько варьируют в мощности из-за неровностей поверхности докембрийского основания и локальных различий в размерах погружения. Затем следует мощная серия карбонатных пород с примерно постоянной мощностью 2700 м. Она охватывает остальную часть нижнего кембрия и распространяется на средний и верхний кембрий и нижний ордовик, а местами также и средний ордовик. Эта серия представлена толщей известняков и доломитов, которые изредка переслаиваются с глинистыми сланцами и песчаниками.



О поперечном изменении этих обломочных толщ можно судить по фиг. 64. Таким образом, эти выклинивающиеся толщи «уподобляются конусам выноса или дельтам, хотя это довольно неподходящее сравнение, поскольку они представляют собой различные типы осадочных отложений» (Кинг, 1961, стр. 110).

В плане «дельты» имеют вид гигантских рыбьих чешуй, часто находящихся друг на друга и укрепляющихся на юго-востоке (фиг. 65).



Фиг. 65. Схематическая карта восточной части США, показывающая распространение отложений основных выклинивающихся обломочных толщ различных возрастов в осадочных Аппалачах (миогеосинклинальная область) и в пределах форланда Аппалачской системы (по Кингу, 1961)

Необходимо еще раз подчеркнуть, что все перечисленные палеозойские стратиграфические комплексы залегают согласно друг на друге, даже в случае значительных стратиграфических перерывов (см. фиг. 63, колонка порвая).

«Породы осадочных Аппалачей и форланда во многих районах образуют почти ненарушенный разрез, начиная от кембрия до пенсильвания, а в некоторых случаях — до нижней перми. Этот разрез содержит редкие перерывы, свидетельствующие об отсутствии осадконакопления или о небольшой эрозии, но угловые несогласия, указывающие на время деформаций, здесь отсутствуют. Даже выклинивающиеся толщи обломочных пород повсюду залегают согласно с подстилающими их отложениями» (Кинг, 1961, стр. 120).

Заканчивая описание разреза области осадочных Аппалачей и синклинория Аллегейни, я бы хотел обратить внимание читателей на то, что

миогeosинклинальные условия являются характерными для нижнего палеозоя. С конца нижнего палеозоя (верхнего ордовика) и до нижнепермского времени происходит образование «обломочных клиньев», возникших в результате разрушения горных сооружений, расположенных юго-восточнее провинции Долин и Хребтов.

Как уже об этом говорилось ранее, большинство американских геологов делит область осадочных Аппалачей на две зоны: синклиорий Аллегейни и провинцию Долин и Хребтов. Эти зоны принципиально не отличаются по составу и мощностям слагающих их палеозойских толщ. Различие их заключается лишь в степени дислоцированности пород. На обширных площадях синклиория Аллегейни, на плато Аллегейни и Камберленд, палеозойские породы залегают почти горизонтально. В восточной части осадочных Аппалачей они изогнуты в «серию тесно расположенных антиклиналей и синклиналей шириной в несколько миль каждая. Большинство складок асимметрично и смещено к северо-западу, относительно пород, залегающих под ними, так что на северо-западной стороне каждой антиклинали слои залегают круто или имеют опрокинутое залегание, в то время как на юго-восточной стороне они падают полого. С увеличением смещения на северо-запад слои на крутопадающих крыльях нарушаются разрывами юго-восточного падения, по которым породы верхних блоков надвинуты в северо-западном направлении» (Кинг, 1961, стр. 87). Помимо перечисленных надвигов, существуют крупные пологие надвиги, передвинувшие блоки пород на несколько километров в северо-западном направлении. Ф. Кинг (1961) и А. Иртли (1954) отмечают, что надвиги преобладают в южных штатах, в то время как в Пенсильвании доминирующее значение имеют складки.

Складчатая область провинции Долин и Хребтов полосой обрамляет с юго-востока область синклиория Аллегейни и прослеживается на северо-восток вплоть до южных склонов Адирондакского купола, где все узкие линейные складки сначала переходят в спокойные открытые антиклинали, а затем исчезают совсем.

Здесь важно отметить, что отложения палеозоя смяты в единую систему складок. Смятыми являются и пенсильванские отложения, а присутствие пермских пород в этом согласном разрезе заставляет предполагать, что «...по крайней мере, северо-западная часть Аппалачской области была деформирована после раннепермского времени» (Кинг, 1961, стр. 87).

Многие из пологих надвигов также возникли в позднепенсильванское и в раннепермское время, т. е. одновременно со складкообразованием.

Однако А. Иртли (1954) и Ф. Кинг (1961) указывают на возможность длительного образования надвигов, которые, по их мнению, могли образовываться в течение всего каменноугольного времени.

Таким образом, различия в современной структуре области форланда и области осадочных Аппалачей возникли в послепенсильванское или даже в посленижнепермское время. До этого момента на их месте существовал единый глубокий прогиб, крутой юго-восточный борт которого был осложнен системой складок.

**Эвгеосинклиналь.** Эвгеосинклиналь, расположенная к юго-востоку от поднятия Голубых гор, в палеозойское время развивалась резко в ином плане.

Провинция предгорий — Пидмонт сложена мощной серией кристаллических сланцев, образовавшихся как по осадочным, так и по вулканическим породам.

Необходимо отметить, что возраст этих метаморфических пород точно не выяснен до настоящего времени. Однако большинство геологов считает, что комплекс кристаллических сланцев Пидмонта имеет палеозойский возраст. Это обстоятельство и отражено на геологической карте США масштаба 1 : 5 000 000 (1946), где среди кристаллических сланцев выде-

ляются две толщи: серия Гленарм, предположительно позднекембрийско-раннекембрийского возраста, и серия сланцев, образовавшихся по палеозойским вулканогенным породам, предположительно докаменноугольного возраста.

Сложены эти серии переслаиванием граувакк, кремнистых сланцев, «которые, вероятно, образовались из кремнезема, поступавшего в морскую воду в течение периодов вулканизма» (Кинг, 1961, стр. 114), различных по составу вулканогенных пород (метабазальтов, метаандезитов, метариолитов) и их пирокластических аналогов.

Толщи метаморфических сланцев Пидмонта прорваны огромным числом гранитных интрузий. Их абсолютный возраст в различных гранитных телах колеблется от 250 до 580 млн. лет, т. е. от кембрия до карбона. Как мы помним, в работе Блумера и Вернера (1955) очень хорошо показано, что нижнекембрийский разрез миогеосинклинали прослеживается на юго-восток, в области развития кристаллических сланцев Пидмонта. Все эти обстоятельства, по всей видимости, не оставляют сомнения в том, что аналоги, по крайней мере нижнепалеозойских отложений миогеосинклинали, присутствуют в провинции Пидмонт.

На геологической карте США видно, что выходы метаморфизованных палеозойских вулканических пород слагают полосы, длина которых подчас достигает 600—700 км. Эту линейность не могут нарушить даже многочисленные гранитные интрузии, несколько затемняющие общую тектоническую структуру района.

Таким образом, в Пидмонте имеется комплекс палеозойских докаменноугольных (?) отложений, резко отличающийся от такового осадочных Аппалачей. Эти образования «не только испытали другую тектоническую историю по сравнению с их аналогами в осадочных Аппалачах; сама первоначальная природа их была иной, и развивались они в совершенно иной обстановке» (Ф. Кинг, 1961, стр. 92).

Именно это обстоятельство позволило Штилле (Stille, 1940) и М. Кэю (1955) говорить о миогеосинклинальной природе прогиба осадочных Аппалачей и эвгеосинклинальной Пидмонта.

Породы Пидмонта разбиты многочисленными разрывами и надвигами, интенсивно дислоцированы и метаморфизованы.

Возраст складчатых и разрывных дислокаций в зоне эвгеосинклинали ясен не до конца. Крупные надвиги, отмечающиеся как в провинции Пидмонт, так и в Голубых горах, очевидно, являются одновозрастными таковым в провинции Долин и Хребтов. Движение вдоль этих надвигов в Голубых горах и Пидмонте привело «к возникновению сил, которые и обусловили развитие краевых деформаций в пределах... осадочных Аппалачей» (Кинг, 1961, стр. 91).

Однако в эвгеосинклинали, вероятно, существовали и более ранние тектонические движения, неоднократно проявившие себя в среднепалеозойское время. Эти движения приводили к общим поднятиям в районе хр. Голубых гор и эвгеосинклинали. Интенсивный размыв этих поднятий и привел к формированию «обломочных клиньев» миогеосинклинали. «Выклинивающиеся толщи обломочных пород миогеосинклинали и фор-ланда... имели единый источник обломочного материала — подвергшиеся деформации участки суши, которые воздымались в эвгеосинклинальной области. В каждой деформации в промежутке времени между ордовиком и миссисипием время проявления их изменялось от места к месту вдоль горной цепи, что обусловило чешуйчатое, ступенчатое расположение обломочных «клиньев»» (Кинг, 1961, стр. 120 (см. фиг. 67)).

Заканчивая на этом описание Южных Аппалачей, отметим только, что история их развития очень похожа на историю, описанную нами ранее в Центральном Казахстане. Но к этому вопросу мы вернемся несколько позже, после описания Северных Аппалачей.

Ранее было показано, что позднекембрийский прогиб в Северных Аппалачах проходил вдоль самого восточного края этой палеозойской геосинклинальной области. В результате нисходящих движений начала кембрия эта огромная территория оказалась вовлеченной в прогибание. Нижнекембрийские осадочные породы (в большинстве случаев обломочные) легли резко несогласно на размытую поверхность докембрия, сложенную в различной степени метаморфизованными отложениями пояса Гренвилл. Эти породы пользуются широким распространением в Нью-Брансуикской геоантиклинали внутри Акадской геосинклинали. А. Ирдли (1954) прямо указывает на сходство докембрийского разреза Зеленых гор и Адирондика. В западной части о-ва Ньюфаундленд хр. Лонг-Рейндж сложен «главным образом сланцами и гнейсами того же типа, что и в пределах Канадского щита на полуострове Лабрадор» (Ирдли, 1954, стр. 227).

Таким образом, геосинклинальные осадки нижнего палеозоя Северных Аппалачей располагаются на ином основании по сравнению с Южными Аппалачами. Такая разница в строении Северных и Южных Аппалачей во многом предопределила их дальнейшую геологическую историю.

Посленижнекембрийские движения миегеосинклинального и эвгеосинклинального прогибов в Южных Аппалачах, приведшие к оформлению хр. Голубых гор, отразились и в Северных Аппалачах. Именно в этот момент образуется узкий линейный прогиб вдоль края платформы (геосинклиналь Святого Лаврентия), Нью-Брансуикская геоантиклиналь и Акадская геосинклиналь. При этом южная часть Нью-Брансуикской геоантиклинали (Зеленые горы) является прямым продолжением антиклинория Голубых гор Южных Аппалачей.

С этого момента осадконакопление в пределах Северных Аппалачей локализуется в двух резко различных зонах. Вот что пишет Викс по поводу седиментации в кембрийском периоде: «Кембрийские осадки отлагались в двух бассейнах, различных по литологии, последовательности слоев и их фауне. Слои восточного Ньюфаундленда, острова мыса Бретон и юго-западного Нью-Брансуика отложились в юго-восточном бассейне Акадской геосинклинали; эти же слои в западном Ньюфаундленде, Гаспе, восточном Тауншипе и Квебеке образовались в северо-западном бассейне, или геосинклинали Святого Лаврентия. Область суши между ними известна под названием Нью-Брансуикской геоантиклинали...» (Weeks, 1957, стр. 137—141).

В геосинклинали Святого Лаврентия разрез нижнепалеозойских отложений ничем существенно не отличается от разреза провинции Долин и Хребтов Южных Аппалачей. В районе Шампленского озера — это кварциты, песчаники и доломиты в нижнем кембрии, известняки, доломиты и сланцы в верхнем кембрии, нижнем и среднем ордовике. Аналогичный разрез встречен и на западе Нью-Брансуика на п-ове Мэн. На западном побережье Ньюфаундленда — это конгломераты, песчаники и глинистые сланцы кембрия, мощностью 900—1000 м, и известняки нижнего — среднего ордовика, мощностью 2600 м.

Образования «обломочных клиньев», подобных Южным Аппалачам, в геосинклинали Святого Лаврентия отсутствуют. Лишь в южной части, в районе гор Кетскилл, встречены силурийские и девонские отложения. Здесь «вдоль восточного края плато (Аппалачского. — А. К.) и в примыкающей к нему долине Гудзона отложения преимущественно кембрийского и ордовикского возраста сильно смяты; девонские и силурийские слои срезают их под углом. Классическое угловое несогласие между отложениями ордовика и силура, которым отмечается здесь таконская орогения, можно наблюдать вдоль юго-восточного края Кетскилла» (Ирдли, 1954, стр. 175).

Именно это несогласие и отмечено Ф. Кингом (фиг. 63, колонка третья).

В области геосинклинали Святого Лаврентия складкообразовательные движения, по-видимому, происходили неоднократно. Ранее уже говорилось о таконской фазе дислокаций. Бесспорно также наличие апалачских складкообразовательных движений. Достаточно сильными были и акадские дислокации, наложившиеся на эту нижнепалеозойскую область в конце нижнего девона. В результате всех этих движений окончательно была сформирована линия Логана (Tectonic Map of Canada, 1950), или надвиг Шамплен (Tectonic Map of the United States, 1949), отграничившая эту область от склона Канадского щита, а также система складок в нижнепалеозойских отложениях геосинклинали Святого Лаврентия.

В Акадской геосинклинали разрез нижнепалеозойских, силурийских и девонских отложений резко отличается от разреза геосинклинали Святого Лаврентия. Это различие заключается в наличии мощных вулканогенных толщ ордовикского, силурийского и девонского возраста, которые имеют широкое распространение в Новой Англии, Нью-Брансуике, Новой Шотландии и Центральном Ньюфаундленде.

Противопоставляя эту область миеосинклинали Святого Лаврентия, американские и канадские геологи выделяют ее под названием эвгеосинклинали.

Разрез эвгеосинклинальных отложений Новой Англии состоит из переслаивающихся кластических и вулканогенных образований. Среди обломочных пород преобладают граувакки, конгломераты и алевролиты. В вулканогенных толщах широко распространены базальтовые, андезитовые и риолитовые лавы, а также их пирокластические аналоги.

Одной из своеобразнейших черт эвгеосинклинали Новой Англии является одновременное развитие эффузивного вулканизма в отдельных ее участках.

Так, например, в собственно Новой Англии максимум кислых излияний отмечается в верхнем ордовике. В юго-западной части Нью-Брансуика (район Тетфорда и Босвила) шаровые базальтовые лавы встречаются в кембрии и нижнем ордовике. На северо-западе Нью-Брансуика (залив Шалер-Бей) кислые и основные эффузивы слагают мощный разрез, охватывающий средний — верхний ордовик, силур и нижний девон, причем мощность только нижнесилурийских эффузивов достигает 2500 м. В Новой Шотландии эффузивы встречаются лишь в нижнем ордовике, а на Ньюфаундленде — в верхнем ордовике и силуре. Всюду эти эффузивы или переслаиваются, или разделяются мощными пачками терригенных пород.

Другой особенностью выделяемого района является большое количество несогласий и перерывов внутри разрезов нижнего палеозоя, силура и девона. Так, например, в Белых горах Новой Англии полностью отсутствует нижний силур, а верхний силур лежит несогласно на верхнеордовикских эффузивах. На севере Нью-Брансуика нижний силур лежит согласно и с постепенным переходом на верхнем ордовике, а на юге Нью-Брансуика — между этими комплексами наблюдается несогласие.

В Новой Шотландии средний ордовик лежит несогласно на нижнем ордовике, а нижний девон с перерывом на верхнем силуре. На о-ве Ньюфаундленд крупный перерыв отмечается в основании верхнего ордовика (фиг. 66).

Среди многочисленных перерывов и несогласий, так широко развитых в эвгеосинклинали Новой Англии, существенным является послениждевонское. Почти повсеместно отсутствует средний девон, и верхнедевонские красноцветы непосредственно залегают на нижнедевонских или более древних породах. По мнению А. Ирдли, Ф. Кинга и других, это обстоятельство вызвано крупнейшими складкообразовательными движениями на границе нижнего и среднего девона. Движения сопровождались внедрением гранитных интрузий.

Система	Отдел	Восточный Тауншип	Квебек - Левис	Гаспе	Северная часть Нью-Брансуика	Южная часть Нью-Брансуика	Север Новой Шотландии	Юг Новой Шотландии	Остров мыса Бретон	Запад Ньюфаундленда	Центральный Ньюфаундленд	Залив Эстуар - Бюрин	Восточный Ньюфаундленд
Пенсильваний				Конгломераты, сланцы, песчаники		Песчаники, конгломераты, сланцы, гипсы, известняки	Песчаники, конгломераты, сланцы, известняки, гипсы		Песчаники, конгломераты, сланцы, гипсы	Песчаники, конгломераты, сланцы, гипсы	Конгломераты, песчаники, сланцы		
Миссисипий					Конгломераты, песчаники, сланцы, гипсы			Известняки, гипсы					
Девон	Верхний					Песчаники, конгломераты							
	Средний			Конгломераты, песчаники, известняки и сланцы					Аркозы, конгломераты, туфы				
	Нижний				Сланцы, известняки, вулканогенные породы		Сланцы, песчаники	Сланцы, кварциты		Красноцветные оолитовые породы	Классические осадки, вулканогенные породы		
Силур	Верхний					Песчаники, конгломераты, вулканогенные породы			Конгломераты, песчаники, кварциты		Сланцы, песчаники		Конгломераты, песчаники, сланцы
	Средний			Вулканогенные породы, сланцы, известняки, песчаники	Сланцы, песчаники, известняки, вулканогенные породы		Песчаники, сланцы, конгломераты			Песчаники, вулканогенные породы			
	Нижний	Конгломераты, известняки, сланцы		Сланцы, известняки		Конгломераты		Брекчии, известняки, алевролиты			Песчаники, конгломераты, песчаники, вулканогенные породы		
Ордовик	Верхний		Сланцы	Известняки, сланцы, кварциты				Сланцы			Сланцы, песчаники		
	Средний	Сланцы, известняки, конгломераты, вулканогенные породы	Известняки, сланцы	Сланцы	Сланцы, песчаники, вулканогенные породы	Аргиллиты, песчаники, сланцы, вулканогенные породы		Кварциты, сланцы		Сланцы, известняки, вулканогенные породы	Конгломераты, вулканогенные породы	Обломочные породы, вулканогенные породы	
	Нижний		Сланцы, известняки, песчаники, конгломераты			Глины	Конгломераты, аркозы, аргиллиты, сланцы, вулканогенные породы	Граувакки, сланцы	Сланцы	Известняки, доломиты, глины	Граувакки, конгломераты, сланцы		Сланцы, песчаники
Кембрий	Верхний			Известняки		Глины			Сланцы, известняки	Известняки		Сланцы, алевролиты	Сланцы
	Средний					Песчаники, известняки			Граувакки, вулканогенные породы, конгломераты	Песчаники, известняки, сланцы			Сланцы, известняки
	Нижний	Сланцы, кварциты, конгломераты, доломиты, граувакки	Черные сланцы			Песчаники, конгломераты			Глины, сланцы	Конгломераты, песчаники, известняки			Сланцы, известняки

Фиг. 66. Сопоставление палеозойских разрезов Северных Аппалачей. Штриховкой показан перерыв в осадконакоплении (Weeks, 1957)

В Новой Англии эта эпоха выделяется под названием акадской орогении.

Это время знаменует собой появление новой красноцветной формации, по типу напоминающей «old red» Англии. Правда, нужно отметить, что подобного типа красноцветные отложения, переслаивающиеся с покровами базальтов и андезитов, местами появляются уже в нижнем девоне, что, вероятно, говорит о сильно расчлененном рельефе нижнедевонского периода. Тектонические движения начала нижнего девона были как бы предвестниками акадской орогении.

Помимо акадской орогении, сильные складкообразовательные движения устанавливаются в конце ордовикского периода. Эта эпоха, выделяемая канадскими и американскими геологами под названием таконской орогении, сопровождалась внедрением гранитоидной и ультраосновной магмы. По-видимому, эти орогенические движения не были столь интенсивными и всеобъемлющими, как акадские. В ряде мест (см. фиг. 66) ордовикские и силурийские отложения связаны постепенными переходами, что, вероятно, говорит об отсутствии какой-либо тектонической перестройки на границе этих систем.

При рассмотрении геологической карты Северных Аппалачей бросается в глаза, что все нижнепалеозойские, силурийские и нижнедевонские образования не формируют узких линейных прогибов того типа, который мы видели в Пидмонте Южных и Центральных Аппалачей. Здесь это отдельные впадины неправильной формы, иногда разобщенные друг с другом, а иногда соединяющиеся узкими перешейками.

Разновременное развитие вулканизма, большое количество обломочных толщ, многочисленные трансгрессивные несогласия, перерывы, неправильная форма выходов на карте — все эти обстоятельства, вероятно, говорят об отсутствии крупных, длительно прогибавшихся тектонических форм. Возможно, эвгеосинклиальная область Новой Англии в нижнем палеозое, силуре и нижнем девоне представляла собой серию впадин, разделявшихся относительно поднятыми участками. Эти впадины заложились не одновременно и развивались на разном основании.

Эвгеосинклиальная область Новой Англии «была областью значительно большей подвижности коры, чем миогеосинклиаль. В таких условиях время от времени возникали локальные структурные хребты, быстрая эрозия которых обуславливала поступление большего объема осадков, чем можно было ожидать, судя по их небольшой протяженности; такие участки суши Кэй обозначил термином «тектоническая суша». На существование участков такой тектонической суши указывают несогласия, известные местами в эвгеосинклиальных отложениях; следы ряда участков тектонической суши в настоящее время могут быть уничтожены позднейшей деформацией, метаморфизмом и эрозией. Подобные участки тектонической суши не обязательно должны были состоять из пород догеосинклиального основания; многие из них, несомненно, были сложены деформированными и поднятыми на поверхность более ранними отложениями самого геосинклиального комплекса. Эрозия более ранних геосинклиальных образований давала материал для осадков новых геосинклиальных трогов; таким образом, эвгеосинклиаль развивалась в результате процесса «каннибализма» (самопожирания)» (Кинг, 1961, стр. 117).

Начиная с верхнего девона, а местами с нижнего карбона, территория эвгеосинклинали Новой Англии вступает в новый этап развития. В это время образовались отдельные впадины типа мульд, выполненные мощными обломочными и угленосными толщами миссисипия и пенсильвания. Эти толщи залегают резко трансгрессивно на смятых докаменноугольных породах и формируют целый ряд самостоятельных бассейнов, из которых наиболее крупными являются Наррагансетский, Бостонский, Ворче-

стерский, бассейны Новой Англии и бассейн центрального Нью-Брансуика. В одних бассейнах разрезы начинаются миссисипскими отложениями, в других — пенсильванскими.

В Наррагансетском бассейне разрез миссисипия начинается с 500-метровой толщи красноцветных песчаников, аргиллитов и конгломератов, глин и пластов угля. Выше угленосных отложений вновь залегают конгломераты, имеющие, возможно, пенсильванский возраст. Их мощность около 100 м.

Несколько иной разрез встречен в Бостонском бассейне. Здесь он начинается с пенсильванских отложений и имеет мощность около 2000 м. Нижняя часть толщи (так называемые конгломераты Роксбери) имеет мощность 1000 м и состоит из переслаивания конгломератов, базальтов, андезитов, их туфов и туфобрекчий. Выше они перекрываются сланцеватыми аргиллитами, мощность которых также достигает 1000 м (Weeks, 1957).

Разрезы каменноугольных отложений подобного типа характерны для всех районов Северных Аппалачей. Различия заключаются в мощностях отдельных стратиграфических горизонтов, а также в количестве вулканогенного материала в нижней части разреза.

Миссисипские и пенсильванские отложения обычно смяты в ряд складок, осложняющихся в зонах сочленения с более древними породами, разбиты системой сбросов и иногда надвигов. Эта система дислокаций обычно связывается с аппалачской орогенией. В пределах собственно Новой Англии в Бостонском округе, а также в районе Ворчестерского бассейна миссисипские и пенсильванские отложения секутся рядом небольших гранитных плутонов, возраст которых, таким образом, является позднекаменноугольным. Об этом также свидетельствуют данные абсолютного возраста (230—300 млн. лет).

### Некоторые выводы

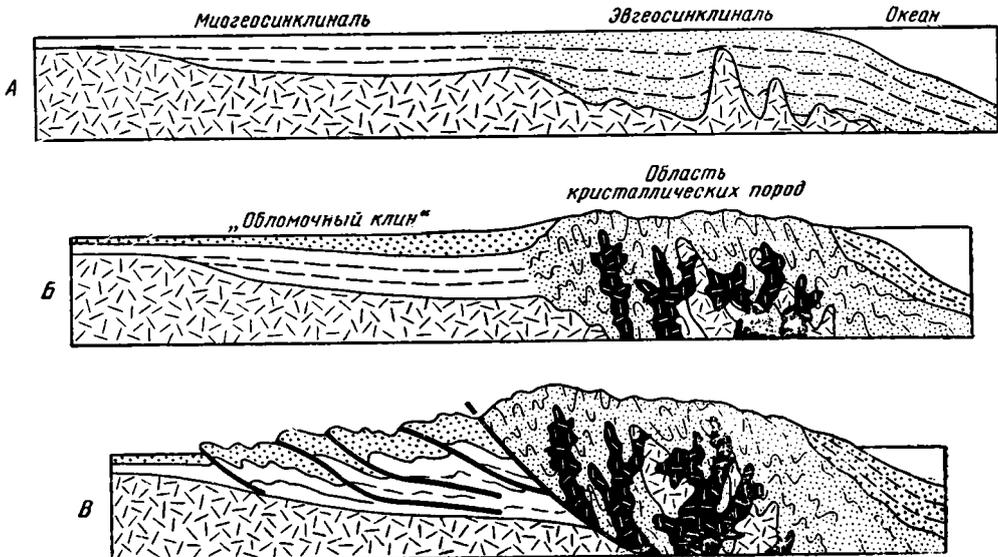
Весь вышеизложенный материал по истории развития Аппалачской складчатой системы позволяет говорить о том, что ее северо-западная часть (синклиний Аллегейни, провинция Долин и Хребтов, геосинклиналь Святого Лаврентия) развивалась по иному плану, чем юго-восточная (Пидмонт, Акадская геосинклиналь). В то же время тектоническое развитие Северных Аппалачей в целом резко отличается от истории формирования Южных Аппалачей. Разные типы строения складчатой системы вкрест ее простираения и по простираению обусловлены двумя причинами.

1. Различия в геологическом строении между северными и южными Аппалачами обусловлены тем, что Южные Аппалачи унаследовали в своем развитии крупный позднедокембрийский прогиб, а прогибы Северных Аппалачей оказались наложенными на более древнее основание. В области, унаследованной от позднедокембрийской геосинклинали, возникли глубокие, протягивающиеся на большие расстояния прогибы, развивавшиеся в течение длительных отрезков времени. Так, например, прогиб синклиория Аллегейни и провинции Долин и Хребтов существовал как отрицательная структура, начиная от позднего докембрия до нижней перми включительно, а прогиб Пидмонта — от позднего докембрия до девона. В то же время в Северных Аппалачах образуются отдельные геосинклинальные впадины, резко накладывающиеся на более древнее основание (докембрий пояса Гренвилл). Эти прогибы, даже если они имеют большую протяженность (геосинклиналь Святого Лаврентия), живут не продолжительное время.

В большинстве случаев отдельные геосинклинали акадской геосинклинальной системы имеют небольшую протяженность, неправильную форму в плане и короткую геологическую историю.

Таким образом, форма отдельных тектонических впадин и длительность их развития определяются наложением или наследованием ими более древних прогибов.

2. Юго-восточные Аппалачи отличаются от северо-западных их частей (вкрест простирания складчатой системы) разной степенью подвижности земной коры. Следствием этого обстоятельства (а может быть, и его причиной) является огромная разница в объеме вулканических пород, поступивших в эти геосинклинальные бассейны в палеозое.



Фиг. 67. Разрезы через Аппалачскую систему для различных моментов времени палеозоя, показывающие предполагаемое развитие ее из геосинклинали в деформированный пояс.

А — геосинклинальная стадия в раннепалеозойское время; Б — после деформации эвгеосинклинальной области и отложения выклинивающих обломочных толщ на северо-западе в среднепалеозойское время; В — после заключительной деформации многосинклинальной области в позднепалеозойское время (по Кингу, 1961)

В провинции Пидмонт излияния основных лав начались уже в позднем докембрии, а в Акадской геосинклинали — в ордовике и продолжались вплоть до миссисипского времени. Излияния лав сопровождалась неоднократным внедрением интрузивных масс. Северо-западный прогиб (геосинклиналь Святого Лаврентия, провинция Долин и Хребтов, синклинарий Аллегейни) стерил в отношении проявления каких-либо магматических процессов.

Высокая степень подвижности земной коры в пределах Акадской геосинклинали обусловила многочисленные перерывы и трансгрессивные контакты внутри палеозойского разреза, а также по крайней мере три этапа интенсивных органических движений, распространившихся и на провинцию Пидмонт Южных Аппалачей.

В пределах северо-западного осадочного прогиба полностью отсутствуют какие-либо перерывы и несогласия внутри палеозойского разреза. Процессы складкообразования охватили эту область всего один раз. Исключением является лишь северное продолжение провинции Долин и Хребтов — геосинклиналь Святого Лаврентия, где процессы прогибания прекратились в конце ордовика.

Взаимоотношения орогенических эпох в разных структурных зонах Аппалачей показаны на фиг. 67.

Все перечисленные различия в строении Аппалачской складчатой системы были давно отмечены геологами. Область глубоких прогибов с широким развитием магматических процессов (Пидмонт, Акадия) была ими названа эвгеосинклиналью, а область развития осадочных формаций — миогеосинклиналью.

### СРАВНИТЕЛЬНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА И АППАЛАЧЕЙ

Таким образом, в пределах складчатой системы Аппалачей мы наблюдаем многие закономерности, уже показанные нами ранее на примере Центрального Казахстана. Главные из них следующие.

1. В пределах западной части Центрального Казахстана, так же как и в Аппалачах, выделяются две области с резко различной историей развития. Области с распространением вулканогенных разрезов могут быть названы эвгеосинклиналями. В то же время Байконур-Ишимская геосинклиналь по комплексу формаций и своему тектоническому положению резко отличается от типичного миогеосинклинального прогиба Аппалачей.

2. Эвгеосинклинальные зоны характеризуются большой подвижностью земной коры, что проявляется: а) в эффузивном и интрузивном магматизме; б) в многочисленных стратиграфических и угловых несогласиях; в) в многофазном проявлении складчатых дислокаций; г) в наложении орогенного комплекса осадков на геосинклинальный, что выражается местами в перестройке древнего структурного плана.

3. Области с развитием преимущественно осадочных разрезов характеризуются меньшей подвижностью земной коры, что выражается: а) в слабом развитии магматических проявлений или в их полном отсутствии; б) в исключительной полноте согласно пластующегося разреза; в) в однофазном проявлении складчатости; г) в унаследованном развитии орогенного комплекса.

В заключение этой главы необходимо подчеркнуть, что в свое время Н. С. Шатский (1947), указывая на разницу между Северными и Южными Аппалачами, писал: «В целом они представляют единую складчатую систему; их складчатости непосредственно сменяют друг друга; в настоящее время нельзя выделять Акадийскую область в самостоятельную систему каледонид, аналогичную каледонидам Европы, и соединять Южные Аппалачи с герцинскими Средней Европы. По существу... развитие Северных Аппалачей продолжалось и в герцинское время, но эти герцинские движения были смещены к востоку и не проявились в сколько-нибудь заметном виде на западной их окраине» (стр. 47—48).

Одно из доказательств герцинского возраста Южных Аппалачей, по мнению Н. С. Шатского (1945, 1947), заключается в наличии герцинского краевого прогиба вдоль восточной окраины Северо-Американской платформы.

Однако, как мы видели ранее, этот типичный «герцинский» краевой прогиб начал развиваться в связи с таконскими движениями, что, во-первых, вызвало несогласное залегание красноцветных силурийских отложений на ордовике в районе Кетскилла, а во-вторых, обусловило появление красноцветных обломочных толщ в верхнем ордовике осадочных Аппалачей.

Начиная с верхнего ордовика огромный прогиб вдоль восточного края Северо-Американской платформы развивался в едином плане; он

непрерывно заполнялся обломочными породами, возникающими в результате разрушения горных областей, находившихся на востоке. В этом отношении средне-верхнепалеозойская история Аппалачей принципиально не отличается от истории Джезказганской и Тенизской впадин.

Вся разница заключается лишь в том, что в Аппалачах средне-верхнепалеозойская впадина унаследовала собой аналогичную же тектоническую форму, а Тенизская и Джезказганская впадины — нет.

В этом отношении прогиб форланда Аппалачей напоминает собой среднепалеозойский прогиб Большого Каратау.

Таким образом, область синклинория Аллагейни и провинции Долин и Хребтов можно рассматривать как средне-верхнепалеозойскую впадину, возникшую на каледонском фундаменте. На это указывает развитие верхнеордовикских и силурийских красноцветных формаций.

Средне-верхнепалеозойские толщи, сложенные этими формациями, наследуют собой нижнепалеозойский осадочный прогиб, который, в свою очередь, унаследован от позднего докембрия. В области наложенных нижнепалеозойских впадин (геосинклиналь Святого Лаврентия и Акадская геосинклиналь) и в зонах развития вулканогенных нижнепалеозойских разрезов эти же красноцветные толщи легли несогласно на геосинклинальное основание. Таким образом, Аппалачская геосинклиналь на всем своем протяжении связана единством своего каледонского развития. На этом каледонском основании располагаются более молодые впадины орогенного этапа развития. Местами они наследуют собой древние прогибы, а местами резко на них накладываются.

## Глава X

### БАЙКОНУР-ИШИМСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬ — ПРОГИБ ОСОБОГО ТИПА

Принципы выделения и классификации геосинклинальных прогибов в настоящее время не являются общепризнанными.

В современной геологической науке существуют два противоположных взгляда на основные критерии для выделения этих подвижных зон земной коры.

Одна из этих точек зрения, нашедшая себе наибольшее количество сторонников в Европе, основана на резком противопоставлении геосинклинальных областей платформенным. Согласно взглядам сторонников этой школы, для прогибов, возникающих в теле платформы, не могут быть использованы термины, включающие в себя понятие геосинклиналь. Платформы окаймляются тектоническими формами принципиально иного типа, группирующимися в геосинклинальные области, которые делятся на геосинклинальные системы, состоящие из отдельных геосинклиналей и геоантиклиналей (Шатский, 1946). Геосинклинали принципиально отличны от платформенных областей по магматизму, сложности тектонических дислокаций, резким и быстрым изменением мощностей и фаций и др. Все эти положения общеизвестны.

Другая научная школа, к которой в основном относятся американские геологи, понимают под геосинклиналями «...все поверхности регионального глубокого прогибания, в которых происходит последовательное накопление пород поверхностного происхождения» (Н. С. Шатский, 1955). Наиболее ярко взгляды сторонников этой школы были отражены в работе М. Кэя (1955). Им выделяются три класса геосинклиналей: ортогеосинклинали (настоящие геосинклинали), парагеосинклинали и особый класс геосинклиналей, наложенных на ортогеосинклинали. Парагеосинклинали охватывают прогибы платформенных областей. Ортогеосинклинали М. Кэя отвечают понятию геосинклинали советских геологов. Ортогеосинклинальный класс прогибов в свое время впервые был выделен Штилле (Stille, 1940), который разделял их на эвгеосинклинали (совершенная геосинклиналь) и миогеосинклинали (менее геосинклиналь).

Эвгеосинклинальные зоны являются наиболее высокоподвижными зонами геосинклинальных систем, обычно раньше всего включающимися в складчатость.

Характерной их чертой является начальный вулканизм и вообще плиомагматическое развитие...

Миогеосинклинальные зоны представляют собой более краевые протяженные зоны геосинклинальных систем, обычно менее магматичные или даже амагматичные. Их известная «меньшая геосинклинальность» выражается уже в том, что они вовлекаются в складчатость обычно после

того, как последняя прошла в соседних с ними эвгеосинклинальных зонах» (Stille, 1940, стр. 653—654, 656).

Таким образом, термины эвгеосинклиналь и миогеосинклиналь Штилле очень конкретны и подразумевают под собой три группы признаков: 1) интенсивность магматических проявлений; 2) возраст складчатых дислокаций; 3) положение прогиба в общей структуре геосинклинальной системы. Кэй (1955) вслед за Штилле также делит ортогеосинклинали на эв- и миогеосинклинали. Несмотря на то, что определение Кэя этих тектонических форм более общо<sup>1</sup>, Кэй и Штилле выделяют в миогеосинклинальные и эвгеосинклинальные зоны одни и те же прогибы. Так, например, классический пример миогеосинклинали — глубокий прогиб, окаймлявший в нижнем палеозое Северо-Американскую платформу с востока. Под эвгеосинклиналью обоими авторами понимаются Акадская геосинклиналь и прогиб Пидмонта.

Таким образом, все разнообразные формы ортогеосинклиналей укладываются в два рода прогибов — миогеосинклинального и эвгеосинклинального типа. Каждый из этих типов, согласно определению Штилле, по всей видимости, должен обладать: а) специфическим комплексом формаций; б) закономерным положением в структуре геосинклинальной области; в) временем проявления складкообразовательных движений. Недавно эти обстоятельства еще раз были подчеркнуты А. А. Богдановым (1961).

Попробуем сравнить Байконур-Ишимскую геосинклиналь с классическими примерами мио- и эвгеосинклиналей по каждому из перечисленных признаков.

#### **ФОРМАЦИОННЫЕ РЯДЫ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ, МИОГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ И БАЙКОНУР-ИШИМСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ**

Формационные ряды эвгеосинклиналей разбирались в трудах многих советских ученых. Н. С. Шатский (1955<sub>2</sub>), суммируя данные этих работ, выделил в эвгеосинклинальных областях следующий принципиальный ряд формаций, сменяющих друг друга во времени и пространстве: «зеленокаменная» (спилит-кератофировая формация), яшмовая и кремнисто-сланцевая формация → граувакковая, или аспидная («зилаирская») формация → флишевая формация → молассы.

Этот ряд с небольшими отклонениями можно проследить в любой эвгеосинклинальной области. Так, например, для южной части Нью-Брансуика этот ряд будет выглядеть следующим образом: граувакковая формация → терригенно-карбонатная формация → вулканогенно-граувакковая формация.

В Центральном Казахстане, исходя из данных Р. А. Борукаева (1960<sub>2</sub>) и И. Ф. Никитина (1960), могут быть выделены следующие формации: граувакковая → спилит-кератофировая → кремнисто-сланцевая → флишеидная → спилит-кератофировая → вулканогенная (диабазовая) → флишеидная вулканогенная (диабазовая).

Для типичных эвгеосинклинальных областей наиболее характерными являются спилит-кератофировая, кремнисто-сланцевая и граувакковая формации, сложно переплетающиеся между собой во времени. Специфичность развития каждого эвгеосинклинального прогиба заключается не в отсутствии какой-либо из этих формаций, а в их временном и пространственном соотношении.

Формационный ряд миогеосинклиналей менее разнообразен. Как мы помним, в миогеосинклинали Аппалачей в основании выделяется гра-

<sup>1</sup> «Эвгеосинклиналь есть поверхность, глубоко опущенная в поясе с активным вулканизмом, миогеосинклиналь же — поверхность в поясе, лишенном активного вулканизма» (Кэй, 1955, стр. 9).

увакковая формация, сменяющаяся вверх по разрезу известняково-доломитовой. Однако для миогеосинклинали, очевидно, не обязательно преобладание карбонатных отложений. В. Н. Григорьевым и М. А. Семихатовым (1961) был описан миогеосинклинальный прогиб, обрамлявший в кембрии юго-западную окраину Сибирской платформы. Здесь внутри миогеосинклинали в приплатформенной ее части выделяется следующий формационный ряд: базальная красноцветная молассовидная → флишевая → доломитовая → верхняя красноцветная молассовидная → эвапоритовая соленосно-карбонатная (с солью и сульфатами). Во внутренней части миогеосинклинали формационный ряд выглядит следующим образом: базальная красноцветная молассовидная → граувакковая → аспидно-сланцевая → аспидно-известняковая → доломитовая → верхняя красноцветная молассовидная → эвапоритовая соленоснокарбонатная. Таким образом, в этом миогеосинклинальном прогибе преобладают формации терригенного ряда.

В Байконур-Ишимской геосинклинали, как мы помним, разрез нижнепалеозойских отложений начинается с конгломератов и граувакковых песчаников. Эти породы могут быть отнесены к граувакковой формации. Выше следует комплекс кремнистых пород, который, как мы помним, обязан своим происхождением выносу ювенильных масс кремнезема. Подобного типа формации, связанные с вулканогенными толщами, Н. С. Шатский впервые выделил в самостоятельную группу, которую и назвал кремнисто-сланцевой. Вот как он описывает эту формацию: «Как показывает само название этой формации, слагается она преимущественно сланцевыми породами; это различные кремнистые сланцы, то кремнисто-глинистые, то кремнисто-туфовые или туфитовые, или аспидные, то более чистые яшмовидные. По цвету яшмовидные сланцы почти черные, бурые или серые, очень часто более светлые, зеленые или палевые, просвечивающие в тонких плитках. Окраска глинисто-кремнистых или кремнисто-туфовых сланцев также обычно темная, либо черная, серая, либо зеленоватая. Темный цвет сланцев зависит не только от примеси туфового глинистого материала, но в большей степени от органического вещества. Эти сланцы углистые, нередко битуминозные. Сланцы различного типа чередуются друг с другом. В них местами появляются пачки и толщи туфов, граувакковых и реже кварцевых песчаников.

На связь этих образований с яшмовой формацией указывает то, что в кремнисто-глинистых сланцах встречаются и прослой типичных сургучных яшм» (1955, стр. 22).

Это описание как будто взято из характеристики кремнистых свит Байконурского синклинория. Оно подходит к булантинской, коктальской, карасуирской и терескенсайской свитам. Как было видно из описания разрезов этих толщ, они весьма близки между собой по составу и могут быть объединены в кремнисто-сланцевую формацию.

Позволю себе напомнить, что Н. С. Шатский (1955<sub>2</sub>) связывал образование многих фосфоритовых месторождений с кремнисто-сланцевой формацией. Эта гипотеза подтверждается на примере кремнистых толщ Байконурского синклинория. С жалтауской толщей связано месторождение алюмофосфатов, а в коктальской и терескенсайской свитах встречены фосфатные конкреции.

Итак, базальная граувакковая формация Байконурского синклинория сменяется кремнисто-сланцевой формацией. Выше залегают известняки, песчаники и алевриты курайлинской свиты, которые могут быть выделены в самостоятельную карбонатно-терригенную формацию.

Выше мною выделяется самостоятельная формация «тиллитоподобных» конгломератов. Для подобных пород В. Н. Григорьев и М. А. Семихатов (1958, 1961) предложили название — формация «валунно-галечных» конгломератов. Однако такое название не отражает всех особенностей

формирования байконурских конгломератов и поэтому мы пока оставляем условное название — формация «тиллитоподобных» конгломератов. Выше вновь выделяется кремнисто-сланцевая формация, по возрасту охватывающая верхи среднего кембрия, верхний кембрий, нижний ордовик, лланвирнский ярус среднего ордовика. Эта формация включает в себя коктальскую, карасуирскую и терескенсайскую свиты. Пространственно часть этой формации замещается карбонатной формацией.

Кремнисто-сланцевая формация, в свою очередь, сменяется флишоидной формацией (дулыгалинская свита и часть каргалинской свиты), выше которой, частично ее замещая, залегает вулканогенная (диабазовая) формация.

Итак, в Байконурском синклинории выделяется следующий формационный ряд:

граувакковая → кремнисто-сланцевая → карбонатно-терригенная →  
 формация формация формация  
 → формация «тиллитоподобных» конгломератов → кремнисто-сланцевая формация →  
 карбонатная формация  
 → флишоидная формация → вулканогенная (диабазовая) формация

Попробуем сопоставить в таблице формационные ряды типичных эвгеосинклиналей, миогеосинклиналей и Байконурского синклинория.

Возраст	Северный Казахстан (эвгеосинклиналь)	Малый Каратау (миогеосинклиналь)	Байконурский синклинорий	
O <sub>3</sub>	Вулканогенная (диабазовая)	Известняково-доломитовая	Вулканогенная (диабазовая)	
	Флишоидная		Флишоидная	
O <sub>2</sub>	Вулканогенная (диабазовая)		Кремнисто-сланцевая	Карбонатная
O <sub>1</sub>	Спилит-кератофировая			
Ст <sub>3</sub>				
Ст <sub>2</sub>	Флишоидная			
	Кремнисто-сланцевая		«Тиллитоподобных» конгломератов	
Ст <sub>1</sub>	Спилит-кератофировая	Граувакковая	Карбонатно-терригенная	
	Граувакковая		Кремнисто-сланцевая	
			Граувакковая	

В качестве типичного примера эвгеосинклинали возьмем разрезы северной части Центрального Казахстана (Борукаев, 1960<sub>1</sub>, 1960<sub>2</sub>; Никитин, 1960), а как пример миогеосинклинали — прогиб малого Каратау, очень похожий по формационному ряду на район осадочных Аппалачей. При этом также будем учитывать, что формационный ряд Байконурского синклинория является типичным и для всей Байконур-Ишимской геосинклинали. Поэтому, судя о формациях Байконурского синклинория, мы

говорим и о формациях всей Байконур-Ишимской геосинклинали. Единственным отличием формационного ряда Байконурского синклинория от прогибов Большого Каратау и Чаткало-Нарынской зоны Тянь-Шаня является присутствие в нем верхнеордовикской вулканогенной (диабазовой) формации. Эта формация в Каратау и Тянь-Шане замещается флишовой формацией.

Итак, для Байконур-Ишимской геосинклинали чрезвычайно характерно отсутствие типичных вулканогенных формаций эвгеосинклинального типа. Вулканогенные породы развиты в ней локально и не являются преобладающими в разрезе. Это обстоятельство как будто сближает Байконур-Ишимскую геосинклинали с миогеосинклиналиными прогибами, особенно с тем из них, где терригенные отложения преобладают над карбонатными.

Однако присутствие кремнисто-сланцевой формации резко отличает Байконур-Ишимскую геосинклинали от любых миогеосинклиналильных зон. Комплекс пород этой формации своим происхождением обязан выносу колоссальных масс кремнезема, который, в свою очередь, теснейшим образом связан с ювенильными источниками. Интересно, что время образования кремнисто-сланцевых формаций Байконур-Ишимской геосинклинали по времени тесно связано с моментом формирования мощных вулканических толщ в эвгеосинклиналильной зоне Центрального Казахстана. Если в пределах этой последней тектонической зоны магматические процессы проявили себя в виде эффузий и интрузий, то в Байконур-Ишимской геосинклинали те же самые процессы обнаруживаются в скрытом, замаскированном виде и выражаются в выносе кремнезема. В этом отношении Байконур-Ишимская геосинклинали как бы криптовулканична.

Таким образом, комплекс пород кремнисто-сланцевой формации, пользующийся широким распространением в Байконур-Ишимской геосинклинали, своим происхождением сближает эту тектоническую форму с эвгеосинклиналильными прогибами.

Следовательно, формационный анализ разреза Байконур-Ишимской геосинклинали приводит нас к выводу, что этот прогиб ближе стоит к эвгеосинклиналильным трогам.

#### **ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРУКТУРНОГО ПОЛОЖЕНИЯ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ, МИОГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ И БАЙКОНУР-ИШИМСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ**

Как уже говорилось выше, типичные миогеосинклиналильные прогибы располагаются вдоль краев платформ, в области их сочленения с глубокими эвгеосинклиналильными зонами.

Таковыми типичными миогеосинклиналильными являются впадины, окаймлявшие с востока и запада Северо-Американскую платформу в нижнем палеозое, миогеосинклиналильный прогиб Урала, расположенный на краю Русской платформы (Богданов, 1961), прогибы, окаймлявшие с юго-запада Сибирскую платформу (Григорьев и Семихатов, 1961), и др.

Эвгеосинклиналильные зоны располагаются во внутренних частях геосинклинали и обычно отделяются от миогеосинклиналилей системой древних поднятий. Таковы эвгеосинклинали Аппалачей, Зеленокаменной полосы Урала, Центрального Казахстана и др.

В этом отношении Байконур-Ишимская геосинклинали стоит ближе к эвгеосинклиналиям, так как она расположена внутри огромной Урало-Тянь-Шаньской геосинклиналильной области. Однако расположена она внутри древнего центра консолидации или огромного срединного массива этой геосинклиналильной области, формирование которого началось уже в протерозое. Однако в настоящий момент трудно сказать, состоит ли этот

массив из двух срединных масс или же из одной. Иными словами, сейчас нельзя решить, унаследовала ли собой Байконур-Ишимская геосинклиналь более древний (протерозойский) прогиб, или же она является новообразованием. Эту тектоническую форму по ее структурному положению вряд ли можно сравнивать с типичными миогеосинклинальными, так как никакой нижнепалеозойской платформы по соседству с ней не обнаруживается. Таким образом, Байконур-Ишимская геосинклиналь по своему структурному положению ближе всего стоит к эвгеосинклинальным прогибам.

### **ВРЕМЯ СКЛАДКООБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ В ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЯХ, МИОГЕОСИНКЛИНАЛЯХ И БАЙКОНУР-ИШИМСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ**

Ранее было показано, что эвгеосинклинальные прогибы испытывают неоднократные складкообразовательные движения. Для миогеосинклиналей характерно однофазное проявление складкообразовательных процессов, осложняющих ее первичную конседиментационную структуру.

По этому признаку Байконур-Ишимская геосинклиналь ближе стоит к миогеосинклинальным прогибам.

Таким образом, все разобранные выше признаки, скорее всего, говорят о том, что Байконур-Ишимская геосинклиналь стоит ближе всего к прогибам эвгеосинклинального рода. Однако отдельные ее черты и особенности развития не позволяют применять к ней термин эвгеосинклиналь в том понимании, которое дается Кэем и Штилле. Подобного типа тектонические формы, характеризующиеся: а) широким распространением кремнисто-сланцевых вулканогенных формаций, б) нахождением внутри древних стабилизированных массивов геосинклинальных областей и в) отрывом эпохи интенсивной складчатости от момента накопления геосинклинальных формаций, следует называть криптоэвгеосинклиналями (скрытыми эвгеосинклиналями).

## ЛИТЕРАТУРА

- Анкинович С. Г. К стратиграфии нижнего палеозоя Джебеглы-Каратау-Улутауской зоны. В кн.: «Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. I. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1938.
- Безруков П. Л. Геологическое строение фосфоритоносного бассейна Кара-Тау. В кн.: «Фосфориты Кара-Тау». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1954.
- Белостоцкий И. Н. Некоторые примеры деформации осадков в период их отложения.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1955, вып. 4.
- Белоусов В. В. Общая геотектоника. М., Госгеолиздат, 1948.
- Бер А. Г., Бойцова Е. П., Боровиков Л. И. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000. Объяснительная записка к листу М-41 (Тургай). Госгеолиздат, 1948.
- Богданов А. А. Тектоника западной части Центрального Казахстана.— Сов. геология, 1954, сб. 41.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1959, вып. 1.
- Богданов А. А. О некоторых проблемах тектоники Европы (в связи с составлением первой международной тектонической карты Европы масштаба 1:2 500 000).— Вестник Моск. ун-та, 1961, № 5.
- Богданов А. А., Заравняева В. К., Четвериков Н. П. Новые данные о строении нижнего палеозоя Сарысу-Тенизского водораздела (Центральный Казахстан).— Сов. геология, 1956, сб. 52.
- Боровиков Л. И. Основные черты стратиграфии, вулканизма и тектоники в нижнем палеозое Джекказган-Улутауского района западной части Центрального Казахстана.— Докл. АН СССР, 1952, 85, № 1.
- Боровиков Л. И. Нижний палеозой Джекказган-Улутауского района западной части Центрального Казахстана.— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, 1955, 6.
- Борукеев Р. А. 1. Стратиграфия кембрийских отложений Восточного Казахстана. В кн.: «Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. I. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Борукеев Р. А. 2. Формации и фазы тектогенеза в позднем докембрии и нижнем палеозое Центрального Казахстана. В кн.: «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Бруевич С. В. К геохимии кремния в море.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 4.
- Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Л.—М., Гостоптехиздат, 1951.
- 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.
- Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. Тектонический анализ мощностей. В кн.: «Методы изучения тектонических структур», вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Гарецкий Р. Г., Книппер А. Л., Самодуров В. И. История развития и пространственное соотношение палеозойских структур Каратау и Улутау.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1962, № 1.
- Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана.— Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, 1961, вып. 41.
- Гизен Б. С., Юинг М., Мензис Р. Подводные мутьевые потоки.— Природа, 1958, № 2.
- Гиммельфарб Б. М., Соколов А. С. Геология и полезные ископаемые Чулактау. В кн.: «Фосфориты Кара-Тау». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1954.

- Григорьев В. Н., Семихатов М. А. К вопросу о возрасте и происхождении так называемых «тиллитов» северной части Енисейского кряжа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 11.
- Григорьев В. Н., Семихатов М. А. Основные типы осадочных формаций нижнего кембрия юго-западной окраины Сибирской платформы и ее обрамления.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 1.
- Грум-Гржимайло О. С. Стратиграфия девонских и каменноугольных отложений хребта Большого Каратау. В кн.: «Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. II. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Добрынин В. М., Сигитова Е. М. Находка кембрийских трилобитов в Джеккан-Улутауском районе.— Докл. АН СССР, 1961, 139, № 6.
- Зайцев И. К. Гидрогеологический очерк Карсакалп-Байконурского района.— Труды Всес. геол.-развед. объедин., 1934, вып. 323.
- Зайцев Ю. А. Тектоническое районирование и глубинные разломы западной части Центрального Казахстана.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, вып. 1.
- Зайцев Ю. А. Герцинская тектоническая структура западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улу-Тау. В кн.: «Материалы по геологии Центрального Казахстана», т. III. Изд-во Моск. ун-та, 1961.
- Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1954.
- Казakov А. В. Геотектоника и формирование фосфатных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 5.
- Кассин Н. Г. Итоги геологического изучения Казахстана за годы Советской власти.— Проблемы сов. геологии, 1937, № 10.
- Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1947.
- Келлер Б. М. Верхнемеловой флиш на Западном Кавказе.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1940, вып. 42, геол. серия (№ 12).
- Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1961.
- Книппер А. Л. Геосинклинальные фосфориты в Южном Улутау Центрального Казахстана.— Докл. АН СССР, 1957, 115, № 3.
- Книппер А. Л. О стратиграфии нижнепалеозойских отложений Южного Улутау (Центральный Казахстан).— Сов. геология, 1959, № 10.
- Книппер А. Л., Никитин И. Ф. Новые данные о возрасте ордовикских отложений Южного Улутау (Центральный Казахстан).— Изв. АН КазССР, серия геол., 1962, № 1.
- Копелиович А. В. О структурах растворения в некоторых осадочных и эффузивно-осадочных породах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 4.
- Королев В. Г. Возраст «свиты арчалы» и стратиграфия нижнего палеозоя Чаткало-Нарынской зоны.— Труды Геол. ин-та АН КиргССР, 1957, вып. 9.
- Кэй М. Геосинклиналы Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1955.
- Либрович Л. С. Геологическое строение Кызыло-Уртагымского района на Южном Урале.— Труды Центр. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, 1936, вып. 81.
- Лисогор К. А. Предварительные результаты изучения биостратиграфии тамдинской свиты Малого Каратау. В кн.: «Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. I. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Лисицын А. П. О транспортирующей роли морских льдов.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1955, вып. 4.
- Лисицын А. П. О типах морских отложений, связанных с деятельностью льдов.— Докл. АН СССР, 1958, 118, № 2.
- Мазина Е. А. Геологическое строение палеозойского фундамента северной части Тургайского прогиба. В кн.: «Труды объединенной Кустанайской научной сессии», т. II. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958.
- Макарычев Г. И. Стратиграфия протерозойских и нижнепалеозойских отложений Большого Каратау. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, вып. 4.
- Макарычев Г. И. Стратиграфия протерозойских и нижнепалеозойских отложений Большого Каратау. В кн.: «Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. I. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Макарычев Г. И. Тектоническое развитие хребта Каратау (Южный Казахстан) в нижнем палеозое.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1961, вып. 3.
- Марков М. С. О стратиграфии и тектоническом положении джеспилитовых толщ Карсакалпского синклинория.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 4.
- Марков М. С. Тектоника южной части Карсакалпского синклинория.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1962, вып. 72.
- Маркова Н. Г. Стратиграфия и тектоника палеозоя Бет-Пак-Далы.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 62.
- Медведев В. Я. Стратиграфия докембрийских и нижнепалеозойских отложений западного окончания Киргизского хребта и северного склона Таласского Алатау.

- В кн.: «Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. I. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- М е д в е д в В. Я. Стратиграфия и тектоника докембрийских и нижнепалеозойских отложений западной части Северного Тянь-Шаня. Автореф. дисс., 1961.
- Н а л и к и н Д. В. Учение о фациях. Геологические условия образования осадков. Т. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956.
- Н и к и т и н И. Ф. Средний и верхний ордовик севера и востока Центрального Казахстана. В кн.: «Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. I. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- П а в л о в а Т. Г. Карсакпайский массив щелочных и нефелиновых сиенитов и его положение в тектонической структуре.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 10.
- П а в л о в а Т. Г. Положение гранито-гнейсов и гранитов в структуре Южного Улутау (Центральный Казахстан).— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 4.
- П е й в е А. В. и С и н и ц ы н В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 4.
- П е т е л и н В. П. Осадкообразующая деятельность суспензионных течений.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, № 3.
- П е т р о в а М. А. Об источниках свободного кремнезема в вулканических областях.— Труды Моск. геол.-развед. ин-та, 1958, 32.
- П е т р у ш е в с к и й Б. А. Структура Тургайской впадины.— Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 4.
- П е т р у ш е в с к и й Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Резолюция совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958.
- Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1959.
- Р о ж к о в а Е. В., Г о р е ц к и й Ю. К. Современные кремневые отложения.— Труды Всес. ин-та мин. сырья, 1945, вып. 177.
- С а п о ж н и к о в Д. Г. Тектоника западной части Казахской складчатой страны. Тектоника СССР. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1948.
- С а м о д у р о в В. И. Тектоника Северо-Восточного Приаралья.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, вып. 4.
- Стратиграфические и геохронологические подразделения. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Тектоническая карта СССР. Масштаб 1 : 5 000 000. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Х в о р о в а И. В. О происхождении флиша.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1958, вып. 5.
- Ч е т в е р и к о в а Н. П. Ордовикские и силурийские отложения западной части Центрального Казахстана. Автореф. дисс., 1958.
- Ш а т с к и й Н. С. О тектонике Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 5—6.
- Ш а т с к и й Н. С. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы. В кн.: «Юбилейная сессия АН СССР 15 июня — 3 июля 1945 г.», т. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947.
- Ш а т с к и й Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 4.
- Ш а т с к и й Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.
- Ш а т с к и й Н. С. О длительности складкообразования и о фазах складчатости.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 1.
- Ш а т с к и й Н. С. 1. Предисловие к книге М. Кэя «Геосинклинали Северной Америки». Изд. 4. Л.—М., Изд-во иностр. лит., 1955.
- Ш а т с к и й Н. С. 2. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн.: «Совещание по осадочным породам», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Ш и Я н - ш е н ь. Отложения фаменского яруса в районе р. Белеуты (западная часть Центрального Казахстана).— Докл. АН СССР, 1961, 137, № 2.
- Ш т р е й с Н. А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. Тектоника СССР, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Ш т р е й с Н. А. 1. Основные черты стратиграфии докембрия Центрального Казахстана. В кн.: «Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Центрального Казахстана», т. I. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Ш т р е й с Н. А. 2. Рифей эвгеосинклинальных областей на примере Центрального Казахстана. В кн.: «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Э з В. В. Тектоника северо-западной части Центрального Каратау (Южный Казахстан).— Сов. геология, 1954, сб. 41.
- В l o o m e r R. O. and W e r n e r H. I. Geology of the Blue Ridge region in Central Virginia.— Bull. Geol. Soc. America, 1955, 66, N 5.

- C o n t i S. Diaspri ftaniti e radiolariti. Relazioni genetiche e rapporti giacitura con le formazioni ofiolitiche. Pubblicazioni dell'istituto del universito di Genova. Quaderno II, ser. B. Geologia. Genova, 1958.
- G o l d s t e i n A. and H e n d r i c k s T. A. Siliceous sediments of Quachita facies in Oklahoma.— Bull. Geol. Soc. America, 1953, **64**, N 4.
- J a c o b s J. A., R u s s e l R. D. and T u s o W. J. Physics and geology. N. Y., McGraw Hill, 1959.
- K r a u s k o p f R. B. Dissolution and precipitation of silica at low temperatures.— Geochim. et cosmochim. acta, 1956, **10**, N 1/2.
- N e w e l l N. D. Supposed Permian tillites in Northern Mexico are submarine slide deposits.— Bull. Geol. Soc. America., 1957, **68**, N 11.
- R o u t h i e r P. L'association radiolarites-roches vertes dans les chaines, géosinclinales. I—III.— Compt. rend. Soc. géol. France, 1946, N 1—2, 4, 5.
- R u b e y W. W. Origin of the siliceous Mowry shale of the Black Hills regions.—U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1929, N 154-D.
- S t i l l e H. Einführung in den Bau Amerikas. Berlin, Gebrüder Bornträger, 1940.
- Tectonic Map of Canada. Scale 1 : 3 801 600 (one inch to sixty statute miles). Prepared by the Geological Association of Canada, 1950.
- Tectonic Map of the United States. Scale 1 : 2 500 000. Published by the Amer. Assoc. Petrol. Geologists. Third printing. 1949.
- W e e k s L. J. The Appalachian region. In: «Geology and economic minerals of Canada». Ottawa, 1957.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	5
<i>Глава I.</i> История изучения нижнепалеозойских образований Юго-Западного Улутау . . . . .	7
<i>Глава II.</i> Стратиграфия рифейских и палеозойских отложений Юго-Западного Улутау . . . . .	16
<i>Глава III.</i> Структура Байконурского синклинория . . . . .	60
<i>Глава IV.</i> О происхождении кремнистых пород Байконурского синклинория . . . . .	106
<i>Глава V.</i> История развития Байконурского синклинория . . . . .	116
<i>Глава VI.</i> Положение Байконурского синклинория в палеозойской структуре Центрального Казахстана и северных дуг Тянь-Шаня . . . . .	154
<i>Глава VII.</i> Пространственное соотношение палеозойских структур Каратау и Улутау . . . . .	170
<i>Глава VIII.</i> Положение Байконурского синклинория в системе складчатых сооружений Урало-Тянь-Шаньской геосинклинальной области . . . . .	176
<i>Глава IX.</i> Сравнительная тектоника Аппалачей и западной части Центрального Казахстана . . . . .	178
<i>Глава X.</i> Байконур-Ишимская геосинклиналь—прогиб особого типа . . . . .	194
Литература . . . . .	200

## CONTENTS

Introduction . . . . .	5
<i>Chapter I.</i> History of the study of Lower Paleozoic deposits in South-Western Ulutau . . . . .	7
<i>Chapter II.</i> Stratigraphy of Riphean and Paleozoic deposits of South-Western Ulutau . . . . .	16
<i>Chapter III.</i> Structure of Baikunur synclinorium . . . . .	60
<i>Chapter IV.</i> On the origin on siliceous rocks in Baikunur synclinorium . . . . .	106
<i>Chapter V.</i> History of the development of Baikunur synclinorium . . . . .	116
<i>Chapter VI.</i> The position of Baikunur synclinorium in the Paleozoic structure of Central Kazakhstan and of the northern arcs of Tien-Shan . . . . .	154
<i>Chapter VII.</i> Spatial relations of Paleozoic structures of Karatau and Ulutau . . . . .	170
<i>Chapter VIII.</i> The position of Baikunur synclinorium in the system of folded structures of the Ural-Tien-Shan geosynclinal area . . . . .	176
<i>Chapter IX.</i> Comparative tectonics of the Appalachians and the western part of Central Kazakhstan . . . . .	178
<i>Chapter X.</i> Baikunur-Ishim geosyncline—a depression of a special type . . . . .	194
Bibliography . . . . .	200

*Андрей Львович Книппер*

### Тектоника Байконурского синклинория (Центральный Казахстан)

Труды Геологического института, выпуск 90

*Утверждено Геологическим институтом АН СССР*

Редактор издательства Ю. К. Андреев. Технический редактор Ю. В. Рылина

РИСО АН СССР № 21—54В. Сдано в набор 19/IV 1963 г.

Подписано к печати 20/IX 1963 г. Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Печ. л. 12,75+4 вкл.=18,15 усл. печ. л. 4 вкл.

Уч.-изд. л. 18,3 (17,6+0,7 вкл.). Тираж 700 экз. Т-12630. Изд. № 1423. Тип. зак. № 2163.

Цена 1 р. 28 к.

Издательство Академии наук СССР. Москва. К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография Изд-ва АН СССР Москва, Г-99 Шубинский пер., 10

### ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
33	27 сн.	<i>к.м.</i>	<i>с.м.</i>
42	2 сн.	Фиг. 15	Фиг. 12
50	28 св.	туфов, андезитовых	туфов андезитовых
53	12 сн.	Яншевского	Янишевского
58	21—22 сн.	Суиндысайской	Суиндыксайской
59	20 сн.	Карысайской	Сарысайской
91	21 сн.	1 — габбро-диабазы; 2 — кремнистые сланцы	1 — кремнистые сланцы; 2 — габбро-диабазы
148	Знак 7 к фиг. 53	косая штриховка	косая клетка
171	16 сн.	(по Лисогору 1960)	(по Лисогор 1960)
187	11 св.	Адирондика	Адирондака

1 р. 28 к.