

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

А.И.ЛЕТАВИН

ФУНДАМЕНТ
МОЛОДОЙ
ПЛАТФОРМЫ
ЮГА
СССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО НЕФТЯНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

Институт геологии и разработки
горючих ископаемых

А. И. ЛЕТАВИН

ФУНДАМЕНТ
МОЛОДОЙ ПЛАТФОРМЫ
ЮГА СССР

3500



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1980



Фундамент молодой платформы юга СССР. Л е т а в и н А.И. М.: Наука, 1980.
153 с.

В монографии раскрыто геологическое строение фундамента молодой платформы юга СССР (Предкавказья и западной части Средней Азии). На базе полного обобщения геолого-геофизического материала в пределах платформ и сопоставления его с материалом по горным обрамлениям проведена значительная детализация внутреннего строения фундамента и выделены основные разновозрастные структурно-тектонические единицы—синклиниории, антиклиниории и древние массивы, отложения которых относятся к различным тектоническим комплексам. Исходя из идеи расширяющейся Земли, по-новому показано геосинклинальное развитие молодой платформы юга СССР от архея до позднего палеозоя.

Ил. 16. Библ.: 157 назв.

Ответственный редактор
профессор Н.А. КРЫЛОВ

Андрей Иванович Л е т а в и н
ФУНДАМЕНТ МОЛОДОЙ ПЛАТФОРМЫ ЮГА СССР

Утверждено к печати Институтом геологии
и разработки горючих ископаемых АН СССР

Редактор В.М. Израилев. Редактор издательства Л.В. Миракова
Художник А.А. Шпаков. Художественный редактор И.Ю. Нестерова
Технический редактор Н.М. Петракова

ИБ № 17125

Подписано к печати 03.07.80. Т-08589

Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1

Печать офсетная. Усл.печл. 9,5+0,8 вкл. Уч.-издл. 11,6. Тираж 600 экз.

Тип. зак. 1329. Цена 1р. 70к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

ГЛАВА I

ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ И ЕЕ СВЯЗЬ С ТЕКТОНИКОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Основные положения теоретической тектоники в настоящее время концентрируются в двух главных идеяных направлениях: мобилизме и фиксизме. Сторонники и того и другого направления вольно или невольно исходят из первоначально одинаковой предпосылки о неизменности размеров земного шара в течение геологической истории. Вопрос об эволюции земного шара и его внутренних зон обычно остается вне поля зрения, что не совсем верно: тектонические процессы, происходящие на поверхности, — только слабые отголоски процессов, происходящих в недрах земного шара.

Теоретические модели, связанные с преобразованием и циркуляцией вещества глубинных зон Земли, обычно разрабатываются на статической модели земного шара, полученной в результате современных геофизических исследований [Артишков, 1970; Белоусов, 1967, 1974; Сорохтин, 1974]. Перенос этой модели на геологическое прошлое представляется не вполне обоснованным.

Какое же основное направление эволюции земного шара можно предполагать на протяжении его геологической истории? В этом отношении могут быть различные взгляды. По нашему мнению, необходимо исходить из следующих основных положений:

- 1) практически постоянной массы Земли, не изменяющейся сколько-нибудь значительно за ее геологическую историю;
- 2) изменяющийся объем Земли как функция процессов, происходящих во внутренних зонах планеты (здесь можно представить два варианта объема: уменьшающийся и увеличивающийся);
- 3) изменение плотности вещества Земли в сторону ее увеличения или, наоборот, уменьшения.

Анализ двух возможных состояний Земли привел нас к выводу об увеличении ее объема за время всей геологической истории. Этот главный вывод и вытекающие из него выводы наиболее полно объясняют основные геологические процессы, проходившие в литосфере, и отражают определенную направленность глубинного развития.

Высказанные выше принципы привели нас к варианту гипотезы расширяющейся Земли, выдвинутой впервые еще в 1933 г. О.Х. Хильгенбергом и принятой затем рядом ученых. За рубежом ее поддерживали Л. Едъед, С. Кэри, Б. Хайзен и др.

В нашей геологической литературе обстоятельный обзор гипотезы выполнен В.П. Колчановым [1971] и В.Е. Хайнем

[1973]. К сторонникам этой гипотезы относятся И.В. Кириллов [1958], В.Б. Нейман [1962], Е.Е. Милановский [1978]. Положительно отзывается об этой гипотезе М.В. Муратов [1975]. В последнее время с геологическим обоснованием данной точки зрения и критикой "новой глобальной тектоники" выступил Ю.В. Чудинов [1976].

Появившиеся в последние годы новые геолого-геофизические материалы позволяют по-новому подойти к этой гипотезе и связать ее с процессом общей эволюции глубинных зон земного шара, а также его верхней оболочки-литосферы.

В.Е. Хайн [1973] указывает, что "проблема происхождения и первоначального состояния Земли важна для геотектоники постольку, поскольку от ее решения зависят исходные положения гипотез, касающиеся причин тектонических движений и тектонического развития Земли вообще".

В настоящее время признается, что исходный материал для формирования планет - газопылевая туманность. Механизм этого формирования разработан О.Ю. Шмидтом и Вайцзекером, Юри, Кейпером и др. Исходя из данной гипотезы, основным моментом формирования Земли как планеты является концентрация газопылевого вещества около какого-то центра. Следовательно, на первой фазе формирования нашей планеты действовали в основном гравитационные силы, т.е. контракция была ведущим фактором формирования Земли. В связи с этим возникает вопрос: до какой степени сжалась Земля и что послужило альтернативой сжатия?

Контракция не могла продолжаться бесконечно. Увеличение внутреннего давления и радиоактивный разогрев привели к установлению длительного равновесия между гравитационными силами, внутренним напряжением и тепловым расширением. Это состояние могло установиться не менее чем 4,6 млрд. лет назад и продолжаться 2-3 млрд. лет - до верхнего протерозоя. Именно в это время и сформировалась основная масса земной коры континентального типа, которая облекла всю поверхность Земли. Возможность такой коры допускают В.В. Белоусов [1966, 1967, 1968], Ю.М. Шейнманн [1970] и другие исследователи, хотя все они исходят из разных предпосылок.

Площадь современной поверхности земной коры в контурах древних платформ может приближенно указывать на площадь поверхности земного шара в период формирования этой коры. Площади древних платформ по самым приближенным подсчетам занимают около 120 млн. км². Кроме того, к этой площади необходимо прибавить площади древних Каильских массивов в областях позднейшей складчатости, а также площади в основном палеозойских миогеосинклиналей, заложенных на континентальной коре древней эпикарельской консолидации. По весьма приближенным подсчетам площадь этих древних элементов составляет около 10-15 млн. км². Если учесть, что какая-то часть первичной континентальной коры была переработана последующими геосинклинальными процессами "до неузнаваемости", то приближенно можно полагать, что общая площадь первичной коры составляла не более 150 млн. км². Отсюда радиус земного шара в мо-

мент образования сплошного панциря, состоящего из континентальной коры, составлял 3-3,5 тыс. км. Очевидно, что радиус земного шара в архейское и раннепротерозойское время составлял примерно половину современного радиуса, который равен 6371 км.

Поскольку масса Земли (по крайней мере после того, как на ее поверхности сформировалась кора континентального типа) оставалась практически неизменной или даже потеряла незначительную часть своей массы, то, следовательно, наблюдаемая сейчас масса была "упакована" в шар, радиус которого был в 2 раза меньше современного.

Разумеется, что такая "упаковка" возможна только в том случае, если плотность вещества Земли была больше по сравнению с современной.

Упрощенный расчет плотности вещества Земли при радиусе шара 3-3,5 тыс. км (для случая идеального газа) показывает, что средняя плотность составит $30-35 \text{ г}/\text{см}^3$ (рис. 1). Хотя абсолютные значения приведенных цифр могут при более точном расчете измениться, существенное увеличение плотности веществаproto-Земли при сокращении ее радиуса вдвое не вызывает сомнений. Отсюда можно сделать ряд важных следствий.

Первое из них относится к строениюproto-Земли. Ясно, что ее строение значительно отличалось от современного. Принимая приведенную выше среднюю плотность и учитывая соотношения между средней плотностью Земли и ее ядром, которые представляются как 1:2, можно предполагать, что плотность вещества ядраproto-Земли составляла не менее $60-70 \text{ г}/\text{см}^3$. Это гигантская плотность приближается к плотности внутренних частей Солнца, которая составляет около $100 \text{ г}/\text{см}^3$. Ее температура достигает $20\ 000 000^\circ\text{C}$. В связи с этим не лишне напомнить, что, например, В.Г. Фесенков [Хайн, 1973] считает, что в процессе первоначального скатия Земля могла нагреться до температуры в десятки тысяч градусов и перейти в расплавленное состояние. Это же мнение разделяется Г. Кейпером - одним из создателей гипотезы о "холодном" образовании планет. Более подробные расчеты, выполненные Е.А. Любимовой [1968], также указывают на возможность такого процесса.

Плотности в $60-70 \text{ г}/\text{см}^3$ и температуры в несколько сот тысяч или первые миллионы градусов создавали условия для проявления ядерных реакций. Тепло, выделяющееся в результате этого процесса, очень медленно распространялось к периферииproto-Земного шара. Возможно, что время прохождения теплового потока из недр к периферии как раз и соответствовало времени образования континентальной корыproto-Земли. Впрочем, это утверждение, безусловно, нуждается в проверке.

Второе следствие вытекает из первого, но относится к внешней периферийной частиproto-Земли.

Поскольку плотность континентальной коры в период ее образования была примерно такой же, как и в настоящее время, т.е. около $2,7 \text{ г}/\text{см}^3$, то плотностной градиент в приповерхностной зонеproto-Земли был весьма высок. Это

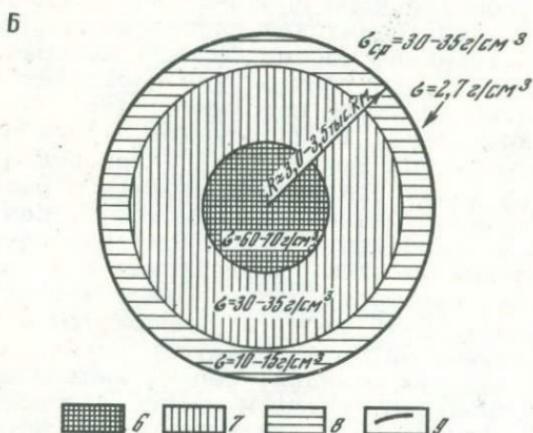
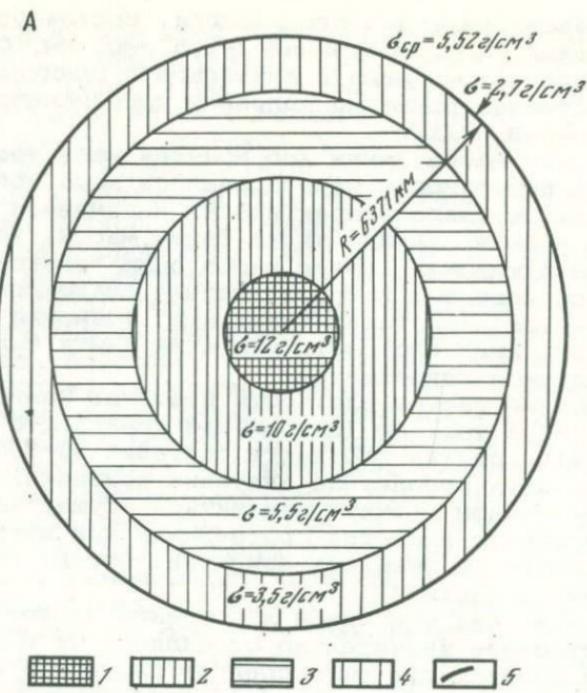


Рис. 1. Схема внутреннего строения современной иproto-Земли

А. Современная модель Земли. 1 - ядро (внутренняя часть); 2 - ядро (внешняя часть); 3 - мантия (внутренняя часть); 4 - мантия (внешняя часть - верхняя мантия); 5 - кора. Б. Модельproto-Земли, 6 - ядро (внутренняя часть); 7 - ядро (внешняя часть); 8 - мантия; 9 - кора

значит, что вещество с весьма высокой плотностью, превышающей современную плотность ядра или приближающейся к ней, занимало практически почти весь объемproto-Земного шара. Зоны, которые в настоящее время характеризуются как "внешнее ядро" и "мантия" и занимают основную по объему часть земного ядра, для описываемого времени были резко сдвинуты к внешней части proto-Земного шара и насчитывали, видимо, весьма небольшие мощности. Разумеется, и все другие геолого-геофизические компоненты современного строения Земли - астеносфера, базальтовый слой и прочие (если они вообще существовали) - были также "прижаты" к поверхности и их мощности, видимо, также были существенно сокращены.

Это важное обстоятельство приводило к тому, что вблизи поверхности возникла небольшая по мощности зона, которая характеризовалась резким перепадом плотности и, следовательно, быстрым изменением физического состояния вещества. Разумеется, все процессы в такой зоне должны были протекать значительно активнее, чем в настоящее время. Это могло стать одним из основных факторов при формировании мощной коры континентального типа proto-Земли за счет более активных процессов дифференциации вещества верхней части земного шара.

Как уже упоминалось выше, равновесие между гравитационными силами сжатия, внутреннего напряжения и теплового расширения (а возможно, и другими факторами), продолжалось весьма длительное время, составлявшее 2-3 млрд. лет, в течение которых сформировалась основная масса древней (первичной) континентальной коры proto-Земли, облекавшей всю ее поверхность. Разумеется, это обстоятельство в первую очередь должно было сказаться на тепловом потоке, идущем из глубинных зон. Континентальная кора превратилась в тепловой экран, который задерживал рассеивание внутреннего тепла proto-Земли в окружающее пространство. Чем мощнее кора, тем активнее действовал экран, тем больше тепловой энергии накапливалось в подкоровых слоях. В какой-то момент времени, вероятно в позднем протерозое, силы внутреннего напряжения и теплового расширения (возможно, и другие факторы, например, ротационное напряжение) превысили силы гравитационного сжатия (которые к тому же могли меняться во времени). Начинается расширение земного шара. Континентальная кора лопается, отдельные ее глыбы далеко отходят друг от друга, давая выход накопившейся тепловой энергии и энергии внутреннего напряжения. Начинается процесс разуплотнения вещества Земли.

Если принять предложенную теоретическую схему развития Земли, то неминуем ряд вытекающих из нее выводов. Один из основных выводов - изменение внутреннего строения Земли. Действительно, расширение земного шара должно происходить в основном за счет разрастания, а возможно, и заново сформированного внешнего ядра и особенно мантии. Не исключается, что основные составные части, характеризующие современное строение Земли, являются новообразованными в результате ее эволюции.

Только вещество внутреннего ядра Земли может в какой-то мере характеризовать в настоящее время физическое состояние большей части вещества, слагающейproto-Землю в архейско-раннепротерозойское время.

Возникает вопрос, почему, согласно нашей точке зрения, кора proto-Земли начала раскалываться именно в позднем протерозое? Дело в том, что, по мнению ряда исследователей, занимающихся изучением древних (позднеархейских и раннепротерозойских) геосинклиналей, последние закладывались на коре континентального типа; значительных по глубине расколов коры типа глубинных разломов и более крупных разрывных дислокаций, проникающих в глубинные подкоровые зоны, в то время не происходило. Так, Л.И. Салоп [1973] пишет, что "... древнейшие геосинклинали были заложены не на базальтовом или мантийном субстрате, а на раздробленном архейском гранитно-гнейсовом фундаменте". Этого же мнения придерживаются Ю.М. Шейнманн [1970] и В.Е. Хайн [1973]. Однако, по мнению того же Л.И. Салопа, уже в мезопротерозое и позднее наблюдаются признаки более глубокого заложения геосинклиналей, возможно, и на досиалическом (базальтовом) основании. Это указывает на то, что становление земной коры и ее раздробление - процесс длительный, начавшийся на самых ранних стадиях корообразовательного процесса, что станет вполне понятно, если учесть, что "тепловая консервация" ("запечатывание" тепловой энергии образующейся корой континентального типа) происходила постепенно. Тонкая кора на начальной стадии своего образования была хорошим проводником тепла, и его отток происходил более или менее беспрепятственно.

Однако по мере ее утолщения этот процесс замедлялся. Под корой появились "зоны перегрева", избыточное тепло которых требовало выхода. Это положение, видимо, и послужило толчком к образованию первых протогеосинклиналей. Вначале для выхода избыточного тепла было достаточно неглубокого растрескивания верхней части коры, которое создавало зону повышенной проницаемости и оттока тепла. Именно в подобных зонах и могли закладываться древнейшие геосинклинали. Однако в дальнейшем такой тепловой отток стал недостаточным. Появилась необходимость в каналах, которые непосредственно соединяли бы поверхность с подкоровым веществом и служили бы более интенсивными проводниками тепла. Такими каналами могли стать многочисленные глубинные разломы, проникающие в подкоровые слои; поверхностные структуры, возникающие на них, были близки к эвгеосинклиналям. Однако существенного влияния на поведение коры эти процессы, видимо, еще не имели. В это время еще сохранялось значительное равновесие между контракцией и расширением. Нарушение этого равновесия, как указывалось выше, наступило в позднем протерозое (или эпипротерозое, по Л.И. Салопу) и выразилось в коренной перестройке "лица Земли" в период байкальского орогенеза, особенно в ассинтскую (позднебайкальскую) эпоху складчатости [Штилле, 1968]. Резкое увеличение скорости прогибания более молодых геосинклиналей и возрастание тем-

па осадконакопления в них убедительно показано Л.И. Салопом [1973].

Крупнейшие планетарные расколы земной коры, связанные с расширением Земли, вызвали целую цепь явлений, сыгравших впоследствии ведущую роль в развитии земной коры. Главнейшими из них стало образование крупных геосинклиналей, которые закладывались на базальтовом или мантийном основании, океанов и океанических структур. Первопричина таких явлений, как образование зон глубинных разломов, заложение геосинклиналей и образование океанов, одна и та же - подкоровые глубинные процессы. На первой стадии их проявления происходит заложение глубинных разломов, на последующих стадиях - заложение различных структур типа авлакогенов, миогеосинклиналей и эвгеосинклиналей. Дальнейшее расширение "зоны зияния", т.е. зоны раздвижения сиалической коры и обнажения подкорового вещества, приводит к "оceanизации", т.е. к появлению на больших пространствах земной коры нового типа.

Таким образом, намечается последовательный, все более усложняющийся ряд основных тектонических элементов земной коры - разломно-геосинклинально-оceanический.

Однако действие подкоровых сил, приводящих к образованию океанов и геосинклиналей, чрезвычайно сложно, многообразно, а иногда и противоположно. Действительно, силы, раздвигающие блоки континентальной коры, - это силы растяжения, тогда как силы, господствующие при геосинклинальном процессе, - это силы растяжения на первом этапе формирования геосинклинали и силы горизонтального сжатия на заключительном.

Каким образом происходит "смена знака" движения в геосинклиналях? Здесь происходит не только смена нисходящих движений восходящими, но и изменение характера подкоровых процессов. На первой стадии развития геосинклиналей в подкоровых зонах возникает "разрядка энергии", в том числе и тепловой. В геологическом смысле эта разрядка фиксируется, в частности, проявлением основного магматизма. В зоне непосредственного заложения геосинклинали тепловой поток рассеивается быстрее, чем в зонах, примыкающих к геосинклинали. Тепловой поток в виде расплавленной и потому более подвижной магмы из окраинных зон стремится к зоне разрядки, т.е. к центральной части геосинклинали. Это приводит к движению блоков континентальной коры в направлении осевой части геосинклинали. В качестве реакции на это горизонтальное движение возникают складчатость и вертикальные движения, выжимающие глыбы догоеосинклинального субстрата, столь часто встречающиеся в геосинклинальных областях в виде антиклиниориев и других линейных структур.

В случае образования океанов описанный выше процесс протекает иначе и горизонтального сжатия не происходит. Здесь целенаправленно в течение длительного времени действуют горизонтальные силы растяжения, причем скорости раздвижения глыб континентальной коры намного превосходят скорости заполнения осадками образующихся прогибов.

Освобождающиеся части океанической коры, не успевающие покрыться значительным слоем осадков, остаются теми "окнами", в отдельных частях которых происходит усиленный теплообмен между глубинными частями Земли и ее поверхностью.

Однако в окраинных океанических областях происходили интенсивные геосинклинальные процессы, в результате которых произошло наращивание земной коры вокруг архейско-протерозойских ядер, сложенных древними породами первичной континентальной коры. Наиболее четко это наблюдается по периферии Тихого океана, где вокруг ядер первичной коры (древних платформ) в сторону океана наращивается молодая кора в виде складчатых сооружений различного возраста, как правило, омолаживающихся в том же направлении. Эта тенденция к замыканию океанов, развитию на их окраинах геосинклинальных областей, постепенно "продвигающихся" в сторону океана, характерна, видимо, для наиболее древних океанов, какими, на наш взгляд, являются Тихий океан и древний океан Тетис. Последний - яркий пример "геосинклинизации" океана, его постепенного вырождения и превращения в складчатые области различного возраста с новообразованной корой континентального типа. Осточные же моря этого океана с корой океанического типа (Средиземное, Черное, Южный Каспий) могут считаться современными геосинклиналями, замыкание которых произойдет в будущем [Милановский, Хайн, 1963].

Что касается отсутствия геосинклиналей по периферии таких океанов, как Атлантический и Индийский, то это может объясняться с одной стороны их сравнительной молодостью, а с другой - иным характером происходящих здесь процессов, связанных с расширением Земли и поступлением в эти районы подкорового вещества из глубинных зон. Так, в частности, Срединно-Атлантический хребет, который образует главную ось раздвижения материков и в то же время зону основной тепловой разрядки (зону разуплотнения вещества, поступающего из глубинных зон Земли), в результате чего не происходит горизонтальных подтоков "перегретого" вещества из-под континентов. Следовательно, здесь отсутствуют и причины, связанные с образованием окраинных (примыкающих к океану) геосинклиналей. Это своего рода "холодные окраины" континентов, в отличие от "горячих окраин" тихоокеанского кольца и древнего океана Тетис.

Большое количество офиолитов и меланжа в пределах области Тетис [Пейве, 1969; Книппер, 1971] указывает на проявление геосинклинальной складчатости, которая захватила кору океанического типа. Не будучи перекрытой сколько-нибудь значительным осадочным покровом и являясь в то же время более подвижной, чем кора континентального типа, океаническая кора была легко смята и выжата при проявлении мощных горизонтальных движений различных фаз геосинклинального развития.

Изложенное выше приводит к мысли о том, что процесс расширения Земли - процесс периодический. В отдельные

отрезки геологического времени, которые, возможно, хронологически совпадают с началом крупных геотектонических эпох, происходило значительное расширение Земли. По мере того как освобождалось большое количество тепловой энергии, поступающей из внутренних частей, и в значительной мере уменьшалось внутреннее напряжение в подкоровых массах планеты за счет разуплотнения вещества в процессе расширения, интенсивность самого расширения снижалась, а, возможно, на какое-то время прекращалась. По мере последующего накопления тепловой энергии в недрах росло и внутреннее напряжение, которое в конечном итоге получало разрядку в результате нового расширения земного шара, геологически выражавшегося в новом импульсе геотектонической активности.

В рассмотренном механизме пульсационного расширения Земли основная направленность геотектонических процессов протекает в сторону уменьшения их интенсивности. Иными словами, каждый крупный последующий геотектонический цикл по суммарному характеру протекающих в нем геотектонических процессов менее интенсивен, чем предыдущий. Такая направленность в общей истории геотектонического развития Земли наблюдается довольно четко, хотя и имеются отдельные отклонения от этого правила. Так, например, каледонский тектонический цикл менее интенсивен, чем герцинский. Однако общая направленность геосинклинальных процессов от байкальского до альпийского геотектонических циклов ясно носит отпечаток отмеченной выше закономерности. Анализ повышенной тектонической активности, проведенный А.А. Прониным [1969а, б, 1973] на большом геологическом материале, с несомненностью указывает на планетарное развитие не только крупных тектонических циклов, но и многих более мелких тектонических фаз. А.А. Пронин считает, что продолжительность каждой тектонической фазы (эпохи) составляет 15-20 млн. лет, а периоды относительного покоя, разделяющие эти эпохи, - 30-40 млн. лет.

Явление четкой возрастной периодичности, связанной с тектоническими фазами, приводящими к гранитизации и метаморфизму, отмечает М.М. Рубинштейн [1967], исходя из радиометрических методов определения абсолютного возраста пород. Однако он дает другие цифры (соответственно 3-5 млн. и 15-20 млн. лет).

В.Е. Хайн [1973] объясняет это несоответствие тем, что А.А. Пронин выделяет более крупные фазы (эпохи) тектонической активности, а М.М. Рубинштейн дает в своей работе мелкие фазы.

Приведенные данные хорошо укладываются в нарисованную выше в общих чертах схему пульсационного расширения Земли, закладывая основу для более точных расчетов "работы" пульсационного механизма, весьма сложного и многообразного. Его действие может вызвать многочисленные и сложные побочные процессы, которые временами бывают весьма активны.

Раздвижение отдельных блоков континентальной коры,

связанное с расширением Земли, внешне вызывает видимость "дрейфа (плавания) материков" по менее вязкой, чем кора, литосфере [Кропоткин, 1969; Тарлинг Д., Тарлинг М., 1973; Сорохтин, 1974]. Однако, по нашему мнению, имеет место не "плавание", не перемещение глыб континентальной коры относительно нижних слоев литосферы или астено-сферы, а, скорее, "статический дрейф" - перемещение крупных блоков коры совместно с глубинными зонами Земли, находящимися под этими блоками ("освобождающееся" в результате этого раздвижения пространство заполняется веществом глубинных зон за счет его разуплотнения в процессе расширения).

Это принципиально иной, по сравнению с "дрейфом материков", процесс, хотя его видимое выражение весьма напоминает процесс "дрейфа".

Процесс развития земного шара многогранен и потому чрезвычайно сложен. Поэтому ни одна из многочисленных гипотез, разрабатываемых в течение длительного времени, не может пока что ответить на все вопросы, связанные с данной проблемой. Однако общие контуры главного направления как будто начинают проясняться. В этом отношении нам кажется чрезвычайно важным замечание В.Е. Хайна [1973] о том, что основная движущая сила тектонических процессов - это эндогенное тепло. Все остальные факторы являются, хотя и безусловно важными (особенно на отдельных этапах развития), но не ведущими и не влияющими постоянно на характер основного развития Земли, несмотря на то что некоторые из них весьма постоянны, как, например, воздействие внешних гравитационных полей, ротационные силы и т.д.

Трудно представить, чтобы такой мощный фактор, как эндогенное тепло, настолько слабо воздействовал на развитие Земли, что ее размеры почти не изменились за те несколько миллиардов лет, в течение которых существует наша планета.

Известно, что тектонические процессы весьма динамичны. Если основным фактором этих процессов и их динаминости является внутреннее тепло, то логично предположить, что активное развитие тектонических процессов в поверхностной зоне Земли тесно связано с не менее активным внутренним развитием. Различные модели такого взаимодействия неоднократно разрабатывались крупнейшими тектонистами нашей страны и за рубежом и широко известны. Однако ни одна из существующих разработок не дает возможности полностью объяснить тектонические явления.

Предлагаемый, далеко неполный вариант расширяющейся Земли при всей его схематичности может, как нам кажется, удовлетворительно объяснить целый ряд "трудных мест" в предшествующих гипотезах. Так, например, отпадает надобность в объяснении сложного и до сих пор противоречивого процесса базификации земной коры, некоторых слабых моментов "глобальной тектоники" и т.д. Нам кажется, что, основываясь на предложенной гипотезе или хотя бы на некоторых ее моментах, в дальнейшем представится

возможность использовать идеи и принципы этой гипотезы при разработке общей модели тектогенеза.

В последние годы появилось много новых геологических, геофизических и других данных, указывающих на несомненное преобладание в развитии Земли процессов растяжения над процессами сжатия. И хотя роль последних в тектонических процессах весьма велика, все же они являются, вероятно, производными.

Земля - сравнительно молодое космическое тело - находится в той стадии развития, когда ведущим процессом является процесс расширения и разуплотнения слагающего ее вещества. Она "вылезает" из своей древней сиалической оболочки, как змея из старой кожи; океаническая кора - это ее новая молодая "кожа".

Обобщая вышеизложенное, необходимо отметить следующее.

1. На начальной стадии образования Земля имела меньший объем и значительно более высокую плотность слагающего ее вещества.

2. Кора континентального типа образовалась в период гравитационно-эндогенного равновесия, установившегося не менее 4,6 млрд. лет назад и продолжавшегося 2-3 млрд. лет. Она охватывала всю (или почти всю) поверхность земного шара и служила тепловым экраном для оттока избыточного тепла из внутренних частей Земли.

3. Накапливающееся под континентальной корой эндогенное тепло приводило к значительному разогреву и разуплотнению вещества подкоровой зоны. Это в конце концов привело к расширению земного шара, разрыву континентальной коры, движению отдельных ее блоков, выходу на поверхность подкорового вещества, примерным аналогом которого может служить современная океаническая кора.

4. Выход больших количеств эндогенного тепла приводил к стабилизации процесса расширения земного шара. Геологическим же отражением процессов расширения и стабилизации были основные тектонические циклы в истории Земли.

5. Ведущий процесс развития Земли - процесс ее расширения и растяжения. Сжатие является вторичным процессом более низкого уровня.

6. Намечается последовательный, усложняющийся ряд основных тектонических элементов - производных процессов расширения: разломно-геосинклинально-оceanический ряд. Наиболее крупные разломы континентальной коры могут быть недоразвившимися или начальными стадиями развития эвгеосинклинальных прогибов. Последние, в свою очередь, являются недоразвившимися океанами.

7. Замыкание океанов - процесс их "геосинклинализации" "заполнения" геосинклиналями, который происходит в направлении от периферии океана к его центру.

8. Процесс расширения земного шара приводит к удалению друг от друга отдельных крупных блоков континентальной коры, что создает видимость их перемещения по подстилающему базальтовому слою ("дрейф континентов"). Од-

нако процесс расширения исключает и "дрейф по базальту". Скорее, это "статический дрейф", т.е. перемещение блоков континентальной коры совместно с подстилающими ее глубинными зонами.

Изложенный выше подход, по нашему мнению, позволяет дать более простое, а в ряде случаев и более убедительное объяснение сложным процессам формирования Земли и ее литосферы.

Практическим же приложением этой гипотезы к геологическому развитию конкретной территории может явиться, например, по-новому рассматриваемая история геосинклинального развития в палеозойский и более ранние периоды молодой платформы юга СССР и прилегающей территории альпийской складчатой области.

ГЛАВА II

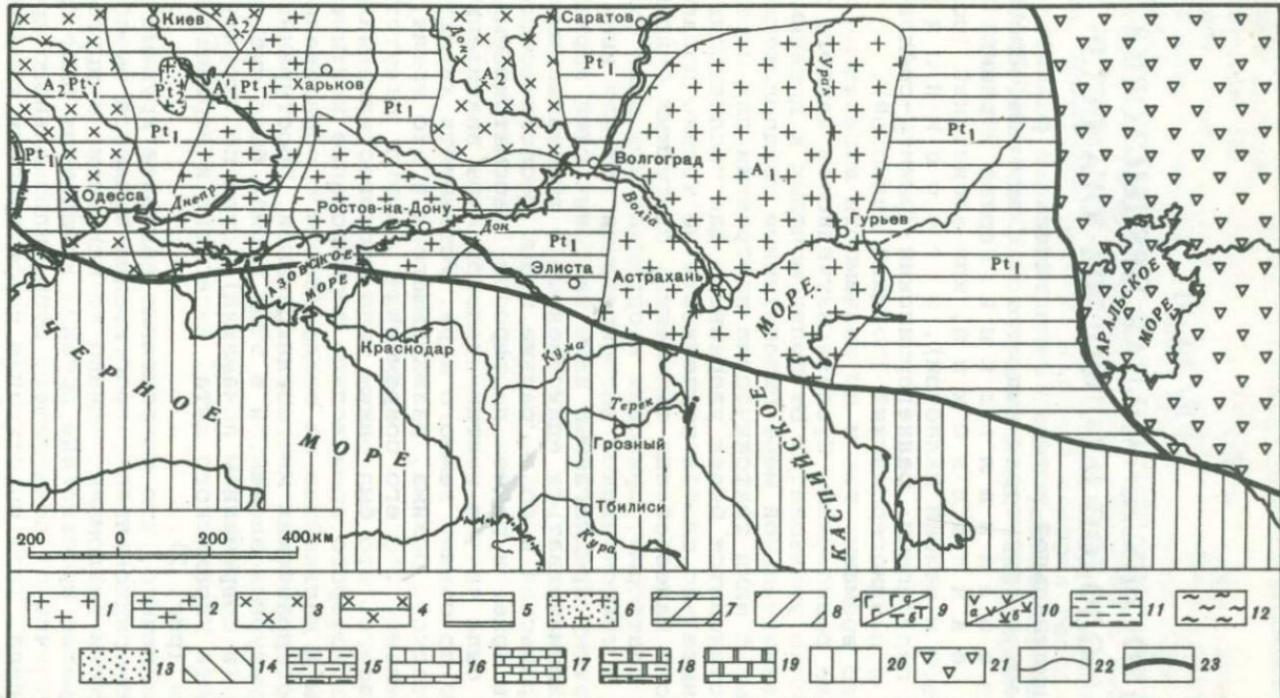
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ПРЕДЫСТОРИЯ МОЛОДОЙ ПЛАТФОРМЫ ЮГА СССР

В геосинклинальной истории геологического развития рассматриваемой территории выделяются следующие основные этапы: добайкальский (архей и ранний протерозой), байкальский, или ассинтский (поздний протерозой и ранний палеозой), и герцинский с двумя подэтапами: раннегерцинский (ранний-средний палеозой) и позднегерцинский (поздний палеозой).

Как по времени, так и по значимости выделенные этапы далеко не равнозначны. Степень изученности каждого из них естественно уменьшается от более молодых к древним. Поэтому в значительной мере гипотетические предположения и связанные с ними тектонические построения для первых этапов становятся более уверенными для последующих. Однако сравнительно слабая изученность не только допалеозойских, но и палеозойских отложений, слагающих фундамент молодой платформы, приводит к определенной доли субъективизма в тектонической интерпретации тех или иных фактов. Поэтому предлагаемый нами тектонический вариант не может рассматриваться единственным и окончательным.

В карельский и более ранние этапы геологического развития (в архее и раннем протерозое) рассматриваемая территория была частью континентальной коры значительно меньшего по объему земного шара. Установить характер тектонического режима, развивавшегося в это время, затруднительно, ибо его современные аналоги отсутствуют. Скорее всего, это был режим типа протогеосинклинального, во время которого происходило формирование континентальной коры и дальнейшее ее раздробление с образованием раннепротерозойских миогеосинклиналей. Простирание основных структурных элементов в этот период было субмеридиональным (в современном понимании), судя по структуре фундамента Украинского щита, Азовского и Воронежского выступов (рис. 2).

Не исключено, что современные наиболее крупные разломы субмеридионального простирания являются омоложенными древними разломами. Однако не исключено и другое, что в Предуралье простирание древних комплексов было субширотным в отличие от позднейшего субмеридионального простирания Урала. Так, простирание пород древних комплексов Западного склона Урала (в ядре Башкирского антиклиниория и др.) почти перпендикулярно по отношению к более молодым субмеридиональным простирациям структурных элементов раннего протерозоя. Все это указывает на принципиально



иной структурный план архейских и раннепротерозойских отложений Восточно-Европейской платформы в предверхне-протерозойское время.

Вопрос о времени проявления байкальской (ассинтской) складчатости и ее корреляции в пространстве окончательно еще не решен.

Г. Штилле, выделивший в 1944 г. эту складчатость в районе Ассинт Северной Шотландии, понимал под ассинтской складчатостью на границе альгонкия - кембрия и сопоставлял ее с кадомской складчатостью Армориканского массива [Штилле, 1968].

Отложения терридонско-майнской серии альгонкия, на которой залегают породы нижнего кембрия (именно это несогласие послужило тектонотипом ассинтской складчатости), по данным Дж. Беннисона и А. Райта [1972], имеют возраст не менее 800 млн. лет, а прорывающие их интрузии - 740 млн. лет. В Армориканском массиве это несогласие фиксируется между терригенными отложениями бриовера (поздний докембрий) и кембriем [Руттен, 1972]; несогласие на этом же уровне намечается и в Центральном масси-

3500
Рис. 2. Схема тектонического районирования юга Восточно-Европейского блока земной коры и прилегающих территорий. Предверхнебайкальский (предассинтский) этап

Структурные элементы континентальной коры: 1 - раннеархейские массивы нерасчлененные; 2 - то же, переработанные раннепротерозойской складчатостью; 3 - позднеархейские массивы нерасчлененные; 4 - то же, переработанные раннепротерозойской складчатостью; 5 - раннепротерозойские геосинклинали; 6 - позднепротерозойские массивы; 7 - раннепротерозойские геосинклинали, переработанные байкальской складчатостью; 8 - байкальские геосинклинали и байкальские массивы в структуре ранних герцинид; 9 - эвгеосинклинали ранних герцинид: а - внутренние, б - внешние; 10 - эвгеоантеклинали ранних герцинид: а - внутренние, б - внешние; 11 - миогеосинклинали ранних герцинид; 12 - миогеоантеклинали ранних герцинид; 13 - миогеосинклинали поздних герцинид; 14 - миогеоантеклинали поздних герцинид; 15 - структуры переходного комплекса и геосинклинальные чехлы массивов (на байкальском и более древнем основаниях); 16 - то же, частично переработанные в позднегерцинское время (на байкальском и более древнем основаниях); 17 - структуры переходного этапа и геосинклинальные чехлы на аналогичных структурах предшествующего этапа (на байкальском и более древнем основаниях); 18 - то же (на каледонском основании); 19 - то же, на аналогичных структурах предшествующих этапов (на каледонском основании). Структурные элементы океанической коры: 20 - океан Тетис, 21 - океан Шамо. Прочие структурные элементы: 22 - граница структурных зон; 23 - граница континентальной коры.

ве, хотя здесь этот вопрос еще не решен однозначно [Грендор, 1964]. В пределах восточной окраины Восточно-Европейской платформы, на южной и западной окраинах Сибирской платформы и в ряде других мест Н.С. Шатский в 1932 г. выделил байкальскую складчатость, которая в 1954 г. была синхронизирована Г. Штилле [1968] с ассинтской.

В последнее время выяснилось, что в пределах южного обрамления Сибирской платформы основная складчатость произошла не на границе верхнего протерозоя-кембия, а гораздо раньше. Это обстоятельство привело к выделению раннебайкальской складчатости в отличие от позднебайкальской (ассинтской), характерной для Средиземноморского складчатого пояса. В то же время верхняя граница позднебайкальской складчатости была поднята до среднего кембия.

Все это внесло определенные корректизы в имеющиеся ранее представления, однако для рассматриваемой нами области выявленные ранее закономерности в отношении байкальской (ассинтской) складчатости остаются в силе. Поэтому в дальнейшем мы не будем подразделять байкальскую складчатость на ранне- и позднебайкальскую.

Байкальский этап развития для рассматриваемой территории и для всего Средиземноморского пояса имел решающее значение [Муратов, 1969]. Широкое развитие байкальской (ассинтской) складчатости, исходя из изложенного выше взгляда на развитие Земли, может указывать на то, что образование океана Тетис, возможно, произошло в промежуток времени от конца карельского орогенеза до начала байкальского (ассинтского). В это время могло произойти отделение Африкано-Аравийского блока земной коры от Восточно-Европейского, что и привело к его возникновению.

В дальнейшем на окраинах образовавшегося океана Тетис возникли мощные геосинклинальные системы, завершившие свое развитие байкальским (ассинтским) тектоническим этапом. Эти позднепротерозойские и раннепалеозойские геосинклинали закладывались параллельно краям блоков континентальной коры. В ряде случаев это приводило к полной перестройке структурной ориентации вновь образованных геосинклиналей по сравнению со структурной ориентацией предшествующих тектонических элементов. Это выражалось в том, что на смену преимущественно субмеридиональным простираниям добайкальских геосинклинальных структур пришли субширотные (для южного края Восточно-Европейского блока континентальной коры) структурные элементы байкалид, которые в ряде случаев срезали под прямым углом более древние элементы. Характерно, что и потом в пределах Средиземноморского складчатого пояса столь существенных перестроек структурного плана геосинклинальных систем не происходило. Это указывает на большую значимость байкальского (ассинтского) тектонического этапа для формирования основных черт тектоники последующих эпох [Хайн, 1967].

Близкая история развития характерна и для древнего океана Шамо. Под этим наименованием понимается область Урало-Охотского складчатого пояса в период его начального развития, т.е. в период образования океана в результате раздвижения Восточно-Европейского и Восточно-Сибирского континентальных блоков земной коры. Современная геомагнитная характеристика соответственно восточной и западной окраин этих блоков весьма близка, что указывает на их единое тектоническое целое, вероятно, в предбайкальскую эпоху.

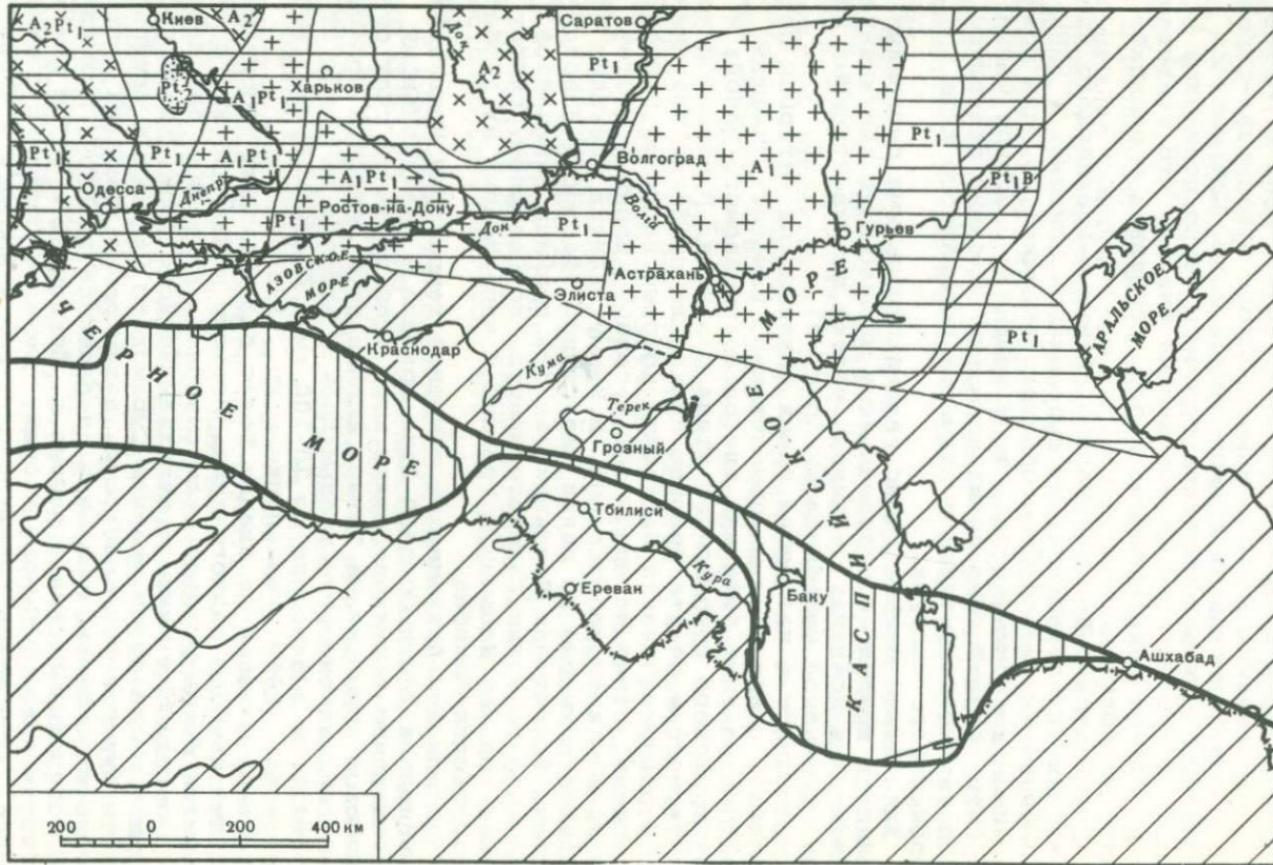
Для Восточно-Европейского и Африкано-Аравийского блоков такие сопоставления не выполнялись. Видимо, в дальнейшем на это необходимо обратить внимание, и если предлагаемая концепция верна, то в пределах северной части Африкано-Аравийского блока возможны древние структуры, аналогичные структурам фундамента Украинского щита и Воронежского выступа.

Заполнение океана Тетис геосинклинальными системами байкалид привело к значительному наращиванию континентальной коры в пределах окраинных частей континентальных блоков карельской консолидации (рис. 3).

Имеющийся в настоящее время фактический материал позволяет, правда весьма приближенно, наметить границы распространения байкалид для рассматриваемого района к началу нового герцинского этапа развития. В северной части Черного моря эта граница проходила по линии современного распространения байкалид, которые включают поднятие Моисеева, резко поворачивает к северу, принимая затем вновь широтное простирание. В Крыму граница байкалид проходит примерно по линии Севастополь-Феодосия-Новороссийск. В пределах Предкавказья эта граница намечается примерно по линии Главного хребта, по Северному склону южнее городов Нальчик и Грозный в направлении на Дербент-Красноводск-Ашхабад.

Заполнение байкалидами обширной территории Предкавказья и западной части Средней Азии привело к значительному наращиванию континентальной коры этой части за счет океанической коры океана Тетис. Ширина этой северной полосы байкалид закономерно уменьшалась с востока на запад от 350-400 км в Закаспии до 70-100 км в Степном Крыму [Муратов и др., 1968; Гаркаленко и др., 1969].

Южное заполнение океана Тетис байкальскими геосинклиналями изучено намного хуже. Поэтому южная граница проходит более условно, чем северная. На западе она примерно совпадала с южным побережьем Черного моря, далее проходила по северной границе Сурамского массива и северной части Куринской низменности, затем резко изменяла направление на субмеридиональное, пересекала р. Куру, доходила до побережья Каспия в районе г. Ленкорани и затем плавно огибала впадину Южного Каспия, примерно совпадая с южным бортом каспийской акватории. Далее к востоку эта граница не ясна. По косвенным данным она могла резко изменять направление на субмеридиональное, обходить с востока впадину Южного Каспия и постепенно смыкаться с северной границей байкалид в районе Ашхабада.



К началу герцинского этапа развития Черноморско-Каспийский сектор океана Тетис более чем на 2/3 площади был заполнен байкалидами. Площадь коры океанического типа резко сократилась, хотя она и продолжала занимать большую часть современной акватории Черного моря, Южный Каспий, а также территорию Большого Кавказа, Рионскую впадину и часть Куриńskiej. Была заполнена байкалидами и значительная часть океана Шамо.

Каледонский тектонический этап на рассматриваемой территории достоверно не выделяется, за исключением, возможно, самой восточной части. Здесь, вероятно, продолжалось заполнение океана Шамо каледонскими геосинклиналями. Однако этот вопрос нами не рассматривается, поскольку территория каледонид не была объектом изучения.

Что касается Центральных Кызылкумов, то здесь некоторые исследователи выделяли каледонские структуры [Лихачев и др., 1963]. Однако в дальнейшем выяснилось, что в ряде случаев метаморфические комплексы, относимые к верхам раннего палеозоя, имеют более древний возраст [Архипов и др., 1969; Сабдошев, Усманов, 1971]. Таким образом, стало очевидно наличие в Кызылкумах геосинклинальных формаций байкалид, образующих комплекс основания, на котором в дальнейшем заложились герцинские геосинклинали [Ахмеджанов и др., 1967]. Хотя в геосинклинальном комплексе Кызылкумов и имеются перерывы, указывающие на тектонические движения, совпадающие с основными фазами каледонского этапа, однако какой-либо самостоятельной фазы складчатости или нескольких фаз, составляющих каледонский цикл, здесь не наблюдается.

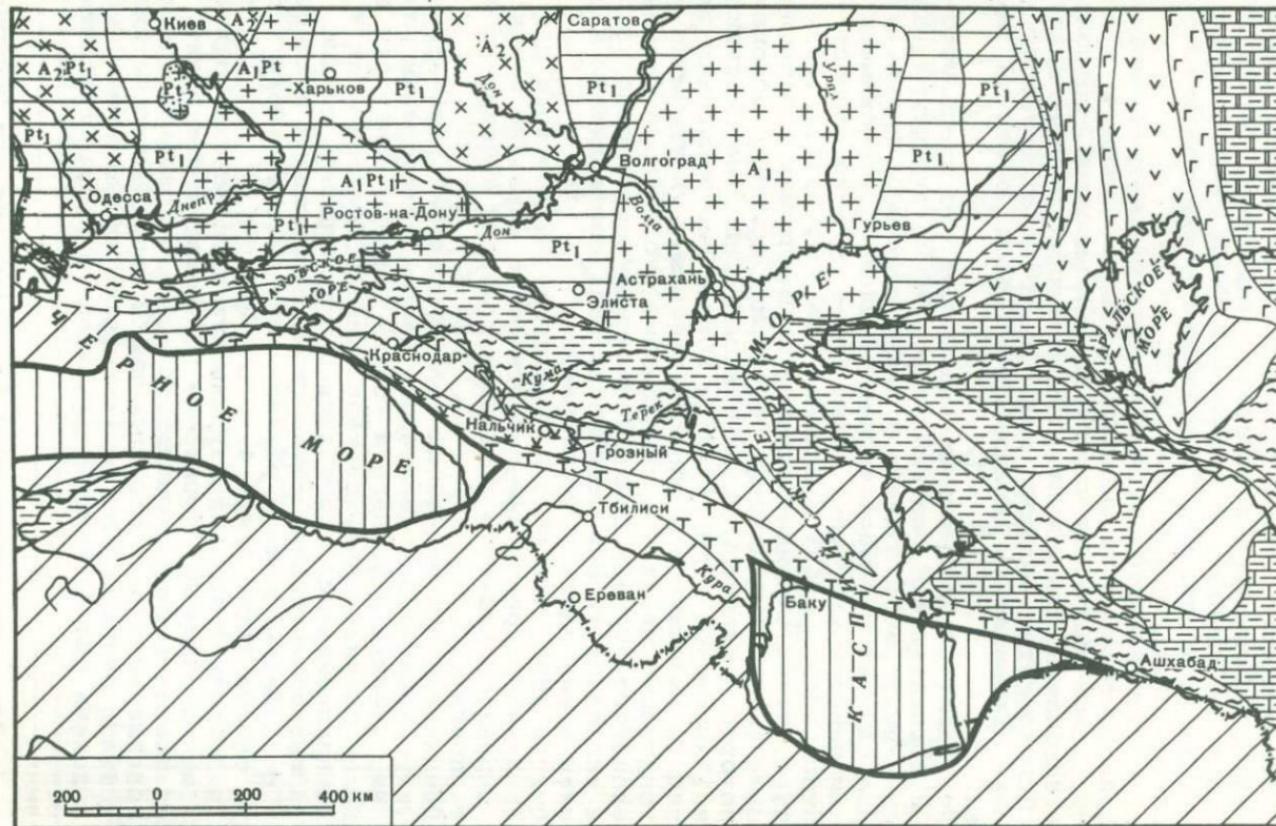
Отсюда ясно, что даже в Кызылкумах, на востоке рассматриваемой территории, геологическое развитие в основных чертах согласуется с этапами развития Средиземноморского пояса.

Герцинский тектонический этап в пределах рассматриваемой территории характеризовался весьма интенсивным развитием. Начиная с раннего и кончая поздним палеозоем в пределах Предкавказья, Кавказа, запада Средней Азии и Урала закладывались, развивались и замыкались мощные эв- и миогеосинклинальные прогибы, приведшие к значительному сокращению площади развития океанической коры в пределах океана Тетис (рис. 4).

Сравнительно хорошая изученность палеозойских отложений рассматриваемой территории позволяет более полно восстановить детали герцинского этапа ее развития, который оказывается довольно сложным. В течение рассматриваемого этапа развитие шло по нескольким направлениям (можно выделить два основных направления развития герцинских

Рис. 3. Схема тектонического районирования юга Восточно-Европейского блока земной коры и прилегающих территорий. Предгерцинский этап

Условные обозначения см. на рис. 2



геосинклиналей): заложенных как на коре океанического типа, так и на коре континентального типа.

Рассмотрим первый тип геосинклиналей. Эти геоструктурные элементы закладывались на коре океанического типа, т.е. были эвгеосинклиналями. Среди них можно выделить окраинные и внутренние геосинклинали (или передовые и тыловые). Окраинные геосинклинали закладывались на океанической коре в зоне ее примыкания к коре континентальной. Таким образом, эти геосинклинали, с одной стороны, граничили с океаническими структурами, а с другой - со структурами континентальной коры. Развитие этих геосинклиналей приводило к наращиванию континентальной коры за счет океанической в пограничной зоне.

На рассматриваемой территории такая эвгеосинклиналь располагалась, судя по косвенным геофизическим данным (значительный гранитный корень, характер геомагнитного поля), под Горным Крымом на западе [Гаркаленко и др., 1969] и под северной частью Восточного Кавказа, причем продолжение этой геосинклинали прослеживается, по геофизическим данным, на восточный берег Каспия южнее Красноводского полуострова, южнее гор Большой Балхан в район Ашхабада.

Внутренние герцинские эвгеосинклинали закладывались в пределах консолидированного байкальского складчатого основания в результате расколов сравнительно молодой (для начала герцинского времени) коры континентального типа. Не исключено, что в то время это была кора переходного по мощности типа от континентальной к океанической, подобно коре периферии Черноморской и других впадин.

В результате растрескивания коры, образовавшейся в байкальский орогенез, закладывались новые герцинские эвгеосинклинали. Этот процесс мог происходить только в условиях растяжения земной коры. Насколько велико было это растяжение, в настоящее время можно только предполагать. Весьма приближенно оно может быть принято как ширина современной эвгеосинклинальной зоны (хотя на самом деле растяжение, возможно, было меньшим). В этом случае наращивание коры континентального типа происходило за счет заполнения эвгеосинклиналей вулканогенными и осадочными породами.

Характерно, что все известные в настоящее время герцинские эвгеосинклинали тяготеют к окраинной части байкальид, к зоне, пограничной с палеоокеаном. В настоящее время в Предкавказье выделяются следующие герцинские эвгеосинклинали: Азово-Кубанская, Передового хребта, Малкинско-Сулакская и др.

Эвгеосинклинальный тип развития в пределах внутренних геосинклиналей - явление сравнительно кратковременное.

Рис. 4. Схема тектонического районирования юга Восточно-Европейского блока земной коры и прилегающих территорий. Предверхнегерцинский этап

Условные обозначения см. на рис. 2

Так, например, для геосинклиналии Передового хребта эвгеосинклинальное развитие, исходя из анализа формаций, падает на средний и поздний девон, тогда как развитие этой геосинклиналии началось, вероятно, в кембрии, а главная складчатость закончилась в конце раннего карбона. За исключением времени эвгеосинклинального развития, в пределах геосинклиналии Передового хребта существовал миогеосинклинальный режим с накоплением терригенных и карбонатных формаций [Адамия, 1968; Сомин, 1969].

Аналогичная картина характерна как для других территорий [Обуэн, 1967], так и для иных по времени развития геосинклиналей.

Поэтому выделять эвгеосинклиналии "вообще" не совсем верно, по крайней мере для значительного числа внутренних геосинклиналей, ибо такое выделение должно подразумевать эвгеосинклинальное развитие, если не от момента заложения и до конца главной фазы складчатости, то во всяком случае в течение большей части времени развития геосинклиналии, чего в действительности чаще всего не наблюдается.

Время эвгеосинклинального развития разных геосинклиналей различно, но оно, видимо, довольно близко в геосинклиналях, территориально и структурно тяготеющих друг к другу. Таковы, например, раннегерцинские эвгеосинклиналии Кавказа и Предкавказья, Урала и т.д. Это дает возможность хотя бы условно предполагать время эвгеосинклинального развития геосинклиналей одной зоны или области. Исходя из этого, можно считать, что время эвгеосинклинального развития для раннегерцинских геосинклиналей Кавказа и Предкавказья соответствует в основном среднему и позднему девону. В это время происходили основные растяжения земной коры, в результате которых и образовывались эвгеосинклиналии.

В пределах южного окончания Урала расположены Магнитогорская, Аятская и Жуванская эвгеосинклиналии, тяготеющие к центральной и восточной частям Уральской геосинклинальной области.

Небольшие эвгеосинклинальные прогибы периодически возникали и в пределах Кызылкумов.

В результате рассмотренных выше процессов граница коры континентального типа была сдвинута еще далее к югу, а область развития океанической коры еще более уменьшилась (см. рис. 4).

Что касается аналогичного процесса в пределах южных байкалид, замыкающих территорию Восточного Понта, Малого Кавказа и Эльбруса, то эта территория в палеозойское время испытывала субплатформенное развитие, и эвгеосинклинальные системы в ее пределах не развивались, что приводило к стабильности этой территории и неизменности границы континентальной и океанической коры.

В пределах же остальной территории развивались обширные миогеосинклинальные прогибы и геоантиклинальные поднятия, заполнившие всю обширную территорию байкальской складчатости. Это были геосинклиналии второго типа.

Развитие миогеосинклиналей на рассматриваемой территории приходится на два подэтапа: раннегерцинский и позднегерцинский.

Раннегерцинские миогеосинклинали закладывались на байкальском основании и в своем пространственном положении тяготели к внутренней зоне байкалид, приближающейся к краю Восточно-Европейского блока. В этот же раннегерцинский подэтап наряду с геосинклиналями происходило активное формирование структурных элементов противоположного знака - геоантеклиналей.

В настоящее время имеется возможность подразделять геоантеклинали на две подгруппы, подобно тому, как это делается с геосинклиналями, где по типу развития выделяются эв- и миогеосинклинали. Аналогично этому рационально выделить эвгеоантеклинали и миогеоантеклинали.

Под эвгеоантеклиналями понимаются геоантеклинали, разделявшие эвгеосинклинали или располагавшиеся между эвгеосинклиналью и океанической областью. В связи с этим первый тип эвгеоантеклиналей может быть назван внутренним, а второй - внешним.

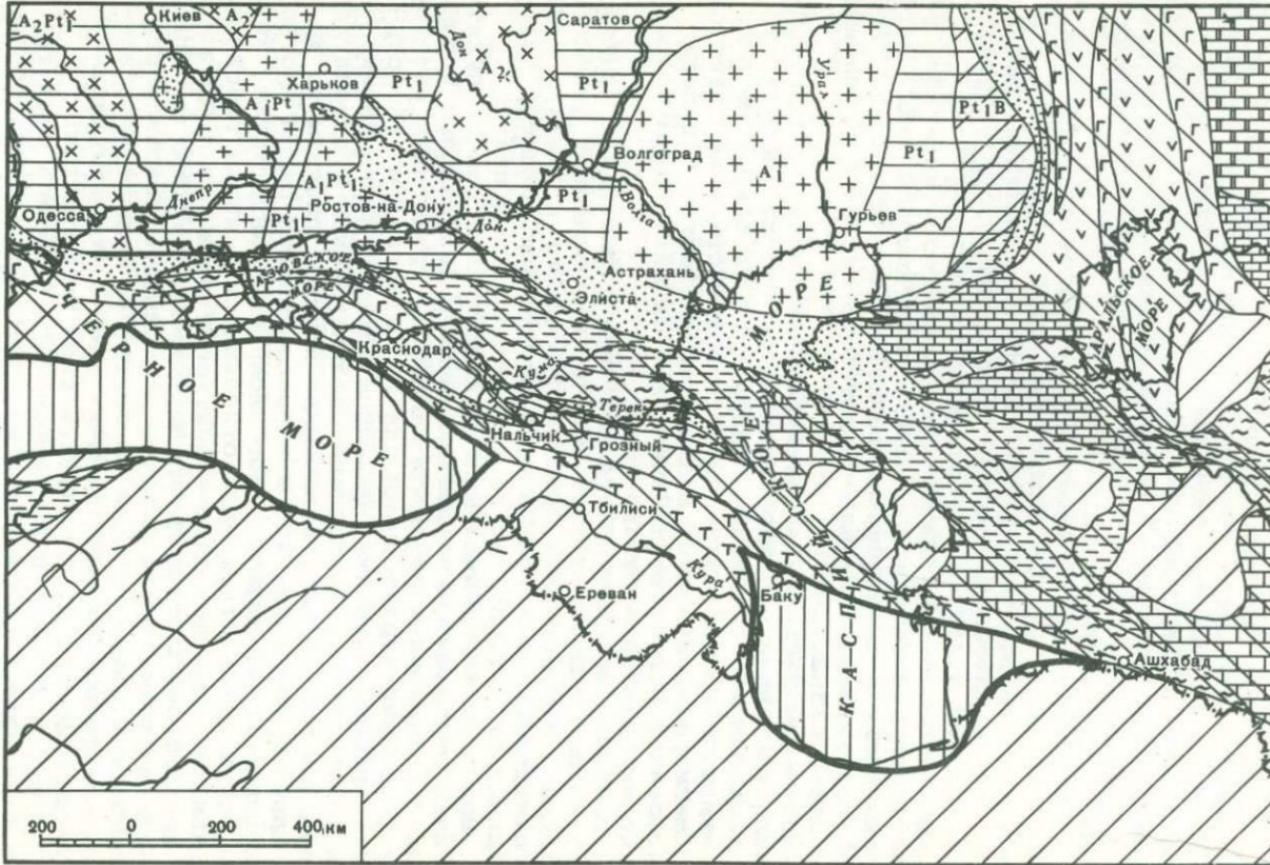
Примером внешней эвгеоантеклинали является горст-антеклиниорий Главного хребта Кавказа, где допалеозойские и палеозойские отложения подверглись глубокому метаморфизму в результате интенсивного воздействия интрузивного магматизма и мощных складчатых движений. Примером внутренней эвгеоантеклинали может служить Урало-Тобольский антиклиниорий Южного Урала.

Миогеоантеклинали разделяют миогеосинклинали (внутренние) или находятся в бортовых частях последних (внешние), отделя их от древних срединных массивов и близких к ним структурных элементов. В этом случае они являются переходными структурами от геосинклиналей к массивам.

Примером внутренних миогеоантеклиналей может служить Южно-Букантауская миогеоантеклиналь в Центральных Кызылкумах с сокращенным разрезом палеозоя, гранитными интрузиями и прочими характерными для геоантеклиналей геологическими особенностями. Примером внешней миогеоантеклинали может служить Центрально-Предкавказская миогеоантеклиналь (антеклиниорий), в пределах которой развиты те же осадочные формации, что и в расположенной рядом миогеосинклинали. Они прорваны многочисленными интрузиями, иногда вскрываются отложения, относящиеся к низам геосинклинального комплекса. Этот структурный элемент располагается в прибортовой части древнего Северо-Кавказского массива.

В настоящее время имеется возможность подразделить геосинклинальные области не только на структурные элементы - геосинклинали (синклиниории) и геоантеклинали (антеклиниории), но и показать типы их развития.

Итак, в течение раннегерцинского подэтапа развития на байкалидах океана Тетис и доуралид развились сложные геосинклинальные системы, состоящие из серии эв- и миогеосинклиналей (геосинклиниориев) и антиклиниориев различных типов и древних массивов байкальской консолидации (см. рис. 4).



Позднегерцинский подэтап на рассматриваемой территории характеризовался, с одной стороны, развитием орогенных структур типа передовых и внутренних прогибов, а с другой — образованием и развитием миогеосинклиналей, наиболее мощное развитие которых проходило на рассматриваемой территории по внутренней периферии раннегерцинской складчатости (рис. 5).

Наиболее показательный пример представляет в этом отношении Донбасско-Бузачинский позднепалеозойский синклиниорий, заложившийся на погруженном борту Русской платформы в своей восточной и центральной части и вклинившийся на западе в тело Русской платформы.

Донбасско-Бузачинский синклиниорий, начавший свое активное миогеосинклинальное развитие с веневского века раннего карбона, — типичный пример мигрировавшей на платформу миогеосинклинали в период замыкания геосинклинального развития всей области. Центральные части Предкавказской геосинклинали, активно развивавшиеся в предшествующий тектонический этап, испытывали в позднепалеозойское время воздымание, превращаясь в миогеоантиклинальные поднятия. Одновременно окраинные части претерпевали мощные компенсационные прогибания с суммарной амплитудой более 10 км, что в структурном отношении приводило к образованию крупных прогибов, выполненных в основном терригенной паралической формацией. Тем не менее эти прогибы не были передовыми прогибами развивающихся южнее орогенных структур ранних герцинид, поскольку орогенный этап развития для герцинид северной части Предкавказья наступил позднее — в конце верхнего палеозоя [Маловицкий, Летавин, 1960].

Строение земной коры Донбасско-Бузачинского синклиниория также указывает, что этот структурный элемент был типичной миогеосинклиналью, заложенной на коре континентального типа, которая подверглась раздроблению в верхнепалеозойское время в результате напряжений, приводящих к растяжению земной коры. Однако процесс растяжения в этой зоне остановился на своей начальной миогеосинклинальной стадии, как это было при формировании миогеосинклиналей в предшествующий (раннегерцинский) этап.

Поскольку развитие Донбасско-Бузачинского синклиниория в позднем палеозое остановилось на миогеосинклинальной стадии, то нет оснований полагать сколько-нибудь значительное раздвижение блоков Украинского щита и Воронежского массива.

Однако из-за своего специфического положения, заключающегося в том, что Донбасско-Бузачинский синклиниорий заложился не только на глубокопогруженной окраине Русской платформы, но и вклинился в нее на значительное расстоя-

Рис. 5. Схема тектонического районирования юга Восточно-Европейского блока земной коры и прилегающих территорий. Верхнегерцинский этап

Условные обозначения см. на рис. 2

ние на Западе, его сравнительно быстрое выклинивание в этом направлении и переход в платформенную Днепровско-Донецкую впадину вполне закономерны. Граница этого перехода до сих пор не совсем ясна, но не вызывает сомнения, что она имеет сложный фестончатый характер и может проводиться, хотя и в значительной мере условно, примерно по долготе Харькова.

Восточное замыкание этой зоны еще менее ясно. Она продолжается под акваторией Северного Каспия на Бузачи и Мангышлак. Дальнейшее трассирование ее затруднено.

В пределах Северного Устюрта или его самой северной части в это время, видимо, развивалась терригенно-карбонатная миогеосинклиналь, аналогичная по формациям западному склону Урала, где, перекрывая различные структурные зоны предшествующих тектонических этапов, в позднем палеозое развивалась миогеосинклиналь, выполнявшаяся терригенно-карбонатными отложениями. Ее западная часть, постепенно выполаживаясь, переходила в погруженный борт Русской платформы. Ряд сравнительно небольших позднегерцинских миогеосинклиналей, выполнившихся терригенно-карбонатными верхнепалеозойскими отложениями, развивался в Предкавказье и Средней Азии.

Заключительный этап геосинклинального развития рассматриваемой территории (орогенный этап) развивался в различных частях по-разному. В зонах раннегерцинского геосинклинального развития, которые занимают внутренние части герцинской геосинклинальной области, орогенный этап начался в начале позднего палеозоя (со среднего карбона) и продолжался до конца ранней перми. Так, возможно, было в пределах северной части Передового хребта Северного Кавказа [Белов, 1961; Белов, Кизевальтер, 1962]. Не исключено, что в среднем карбоне здесь развивалась сравнительно небольшая миогеосинклиналь с паралическим типом формаций.

По внутренней периферии раннегерцинской геосинклинальной области в это время закладывались и развивались миогеосинклинальные прогибы (Донбасско-Бузачинский и др.). Основная складчатость в их пределах произошла во второй половине ранней перми. На орогенный этап в их пределах падает небольшой отрезок времени: конец ранней перми и часть поздней перми, поскольку в конце перми на всей территории устанавливается иной (переходный, тафрогенный) тип развития.

Необходимо отметить, что для ряда районов разделение орогенных и переходных (тафрогенных) отложений крайне сложное. При разделении орогенных и тафрогенных отложений необходимо учитывать специфический характер развития тех или иных тектонических зон, с наибольшей точностью фиксируя окончание геосинклинального развития. Так, например, в пределах Предкавказья в ранней перми существовал режим геоантклинальных поднятий, который фиксировался общим относительным поднятием этой территории и проявлением интрузивного магматизма. Этот магматизм явился реакцией на активно развивающиеся геосинклинальные

прогибы и складчатость, которая происходила в них в раннепермское время. Поскольку отложения, слагающие позднегерцинские антиклиниории, были в основном консолидированы в предшествующие тектонические этапы, то эти структурные элементы отвечали на развивающуюся по соседству складчатость расколами фундамента, блоковыми движениями и проявлением интрузивного магматизма, приуроченного к наиболее мощным разломам.

В ранней перми на большей части территории Предкавказья развивался геосинклинальный режим в геоантиклиниорном виде, что четко фиксируется проявлением интрузивного магматизма. Говорить о развитии здесь переходного (тафрогенного) режима в этот период было бы неправильно.

Развитие того или иного геосинклинального прогиба сводится к значительным по амплитуде прогибаниям участка земной коры. Обычно геосинклинальные прогибы имеют вытянутую форму: их длина намного превосходит ширину. Прогибы заполняются мощным комплексом преимущественно терригенных отложений.

Формирование геосинклинального прогиба всегда связано с вовлечением в исходящие движения бортовых частей соседних геоструктурных элементов - жестких массивов. На их погруженных склонах формируются отложения, которые по возрасту и формациям идентичны или близки отложениям геосинклинального прогиба, расположенного рядом. Однако их мощности значительно меньше, чем в геосинклинальном прогибе, а дислоцированность менее напряженная чем в геосинклинали; иногда они залегают почти горизонтально (рис. 6). Эти отложения могут относиться к отложениям особого тектонического типа, выделяемого в геосинклинальные чехлы. По своим геотектоническим особенностям геосинклинальные чехлы отличаются друг от друга. Так, геосинклинальные чехлы внутренних жестких массивов более древней консолидации часто прорваны интрузиями обычно гранитоидного типа, которые по времени внедрения относятся как к заключительному орогенному этапу развития всей геосинклинальной области, так и к концу главной фазы. Примеры такого типа можно встретить на Центрально-Каракумском массиве, где терригенные отложения среднего палеозоя развиты среди гранитных синорогенных интрузий, на Карабогазском массиве и т.д. В Предкавказье такие соотношения можно наблюдать в пределах Манычского (Джалгинского) антиклиниория. В пределах Северо-Кавказского массива к отложениям геосинклинального чехла можно отнести лахранскую свиту силура, выходящую южнее г. Кисловодска по р. Малке и ее притокам. Это обычно в различной степени метаморфизованные и дислоцированные отложения, залегающие в поле развития более древних отложений или более молодых интрузивных образований.

Однако имеются примеры, когда отложения геосинклинальных чехлов массивов практически не подвергались вторичным изменениям. Таковы карбонатно-терригенные отложения верхнего палеозоя, вскрытые в северной части Центрально-

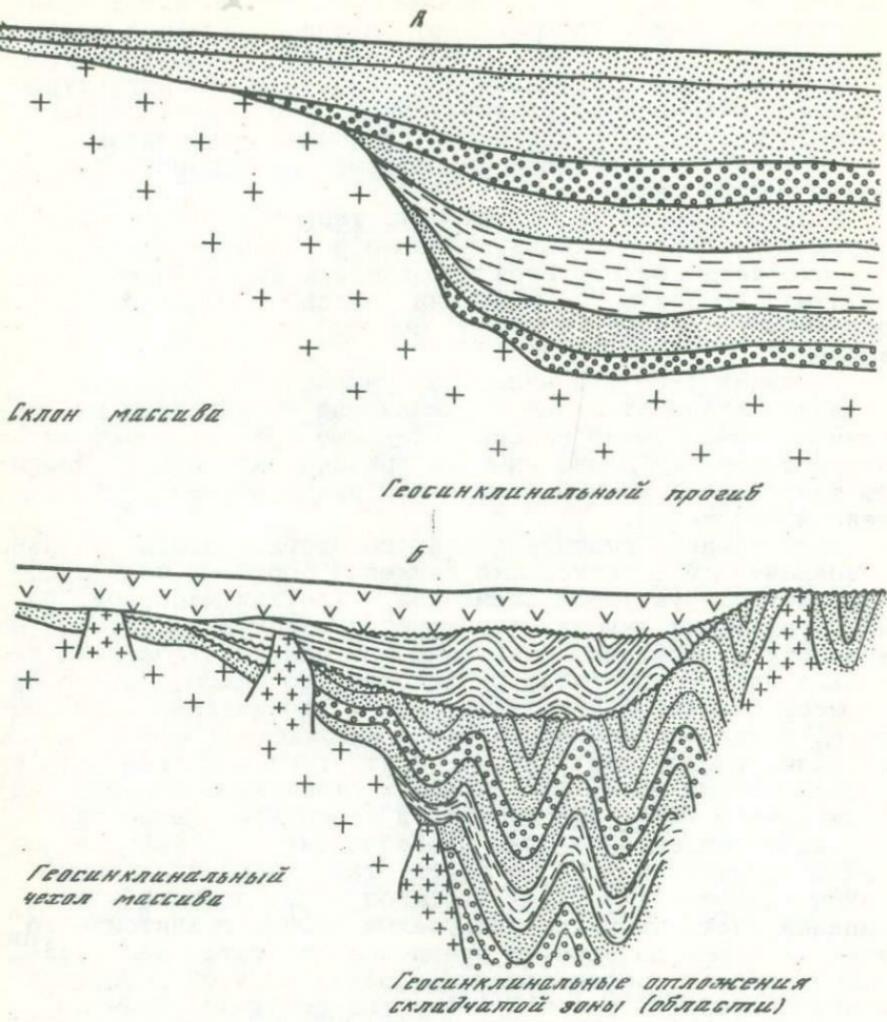


Рис. 6. Схема формирования геосинклинальных чехлов массивов

A - период формирования; Б - современное залегание
 1 - платформенные отложения; 2 - фундамент массива;
 3 - геосинклинальные отложения; 4 - орогенные и переходные отложения; 5 - орогенные интрузии

Каракумского массива на Курганической площади. Аналогичные примеры имеются и в других местах.

Поскольку в верхнем палеозое интенсивность геосинклинального развития для герцинской геосинклинальной области юга СССР была невелика и геосинклинальные прогибы внутренних частей были значительно редуцированы, то и

геосинклинальные верхнепалеозойские чехлы жестких массивов представлены слабо метаморфизованными и дислоцированными отложениями.

Изложенное выше дает только самые общие наметки для последующих тектонических разработок этого сложного и почти совершенно неизученного вопроса.

Геологическое развитие территории Предкавказья и Запада Средней Азии в герцинский и дагерцинские этапы создало очень сложную гетерогенную структуру, которая в дальнейшем была частично изменена последующими геологическими процессами. На большей части территории эта сложная структурная поверхность покрылась постгеосинклинальными отложениями (тафрогенными и платформенными) и подверглась консервации.

Судя по составу разновозрастных отложений, которые выходят на поверхность или вскрываются скважинами в различных частях рассматриваемой территории и в различных тектонических зонах, можно с уверенностью наметить основные тенденции геосинклинального развития. Они сводятся к следующему.

1. В докарельские этапы развития преобладали нелинейные структурные формы начальных протогеосинклинальных стадий развития Земли.

2. Начиная с карельского тектонического этапа преобладают линейные геосинклинальные системы, образовавшиеся в результате растяжения и растрескивания земной коры, т.е. в результате увеличения объемаproto-Земли.

3. Наиболее резкое и обширное раздробление земной коры произошло в предбайкальский этап.

4. Байкальский тектонический этап привел к значительному заполнению складчатыми системами океана Тетис на юге и океана Шамо на востоке, однако в пределах южной части современного Кавказа, Южнокаспийской и Черноморской впадин оставалась сплошная полоса океанической коры.

5. Дальнейшее замыкание океана Тетис происходило как за счет наращивания новой океанической коры в окраинных геосинклиналях, так и за счет образования континентальной коры при формировании внутренних эвгеосинклиналей.

6. В результате раннегерцинского подэтапа развития территории Предкавказья и запада Средней Азии приобрела сложную гетерогенную структуру, в которой выделились эвгеосинклинальные, эвгеоантеклинальные, миогеосинклинальные и миогеоантеклинальные тектонические элементы.

7. В позднегерцинский подэтап развития в основном по внутренней периферии ранних герцинид заложились крупные миогеосинклинальные прогибы, закончившие свое развитие в конце ранней перми. На остальной территории герцинской геосинклинальной области в это время преобладал миогеоантеклинальный режим, характеризовавшийся внедрением преимущественно кислых интрузий.

8. Интенсивность геосинклинального режима уменьшалась от более древних этапов к более молодым.

ГЛАВА III

СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА ПРЕДКАВКАЗЬЯ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Фундамент молодых платформ слагают геосинклинальные отложения, в различной степени подвергшиеся процессам складчатости, метаморфизма, претерпевшие воздействие магнетизма и являющиеся жестким основанием для вышележащих отложений, которые, как правило, перекрывают отложения фундамента с размывом и угловым несогласием.

При обобщающих тектонических построениях строению фундамента уделялось весьма существенное внимание. Достаточно сказать, что выделение основных структурных элементов континентальной земной коры производится на основании возраста складчатости. Этот же принцип как один из главных положен в основу подразделения платформ на древние и молодые.

В последние годы изучению как древних, так и молодых платформ уделялось значительное внимание. Однако по сравнению с изучением платформенного чехла фундамент исследовался во много раз медленнее. Это связано как с некоторыми объективными трудностями его геологического изучения, так и с негативными моментами. Так, например, начиная с 1963 г., когда была сделана последняя обобщающая сводка по строению фундамента Предкавказья [Мирчинк и др., 1963], этому вопросу уделялось недостаточно внимания; в это время разрабатывалось в основном направление, связанное с общим строением фундамента, детали же его строения почти не изучались. Им была посвящена всего одна работа [Алексин и др., 1973].

Аналогичным образом обстояло дело с изучением фундамента на территории западной части Средней Азии (Туранской плиты). Более или менее детальные схемы строения фундамента этой территории основывались главным образом на изучении распределения естественных геофизических полей [Гарецкий, Шрайбман, 1960]. На протяжении почти 10 лет вопросами строения фундамента отдельных участков Туранской плиты занимался в основном В.С. Князев с сотрудниками в Московском институте нефтехимической и газовой промышленности (МИНХиГП). В 1970 г. ими проведено обобщение полученных результатов [Бакиров и др., 1970].

Крупных же научных исследований, посвященных особенностям геологии платформенных отложений этих территорий, было проведено значительно больше. Это объясняется, в частности, большим практическим интересом, проявляемым к платформенным отложениям в первую очередь нефтяниками.

Однако в настоящее время, когда отложения платформенного чехла на значительных территориях молодых платформ изучены довольно детально, наблюдается явная тенденция к более тщательному изучению фундамента для установления закономерных связей его строения со строением вышележащих отложений, возможностей нефтегазоносности фундамента, ее связи с нефтегазоносностью вышележащих отложений и т.д. Все это потребовало заново пересмотреть имеющиеся представления о строении фундамента молодых платформ, показать на основе нового фактического материала более детальное строение слагающих его толщ. Наконец, стало необходимым учитывать новые достижения теоретической геологии, особенно тектоники, и попытаться использовать их в разработке этого сложного вопроса.

В пределах Предкавказской части молодой платформы юга СССР отложения фундамента выходят на поверхность только в двух районах - на севере это обнаженный Донбасс, а на юге - активизированный альпийскими движениями высокоподнятый край платформы в виде синклиниория Передового хребта и северной моноклинали Центрального Кавказа. Поскольку в обеих областях палеозойские отложения, слагающие фундамент платформы, изучены детально большим коллективом геологов и по этому вопросу имеется обширная литература, мы отметим только самые главные черты их строения.

ДОНЕЦКИЙ БАССЕЙН

В Донецком бассейне и на его южной окраине палеозойские отложения представлены в основном четырьмя резко различными толщами: карбонатной, терригенной, вулканогенной и паралической (рис. 7).

В основании карбонатно-терригенною толщи южной окраины Донбасса, залегающей на кристаллических породах протерозоя Украинского щита, располагаются грубые отложения, состоящие из конгломератов и гравелитов мощностью 10-40 м с отпечатками растений эйфельского (?) возраста. Выше следует толща переслаивания известняков, песчаников и аргиллитов мощностью 10-17 м, перекрывающаяся известняками (мощность 50 м) живетского возраста, на которых залегают известковистые брекции с прослоями вулканогенных пород (туфов, спилитов, кератофиров), а также песчаников и аргиллитов с фауной фораминифер, отпечатками рыб и др. Общая мощность - 60-100 м. Эти отложения перекрываются спилито-кератофировой толщей мощностью 500 м, в прослоях глин и песчаников которой были найдены остатки позднеживетских растений.

Описанные выше отложения относятся к свите "белого девона" общей мощностью 600-700 м, а в возрастном отношении - к эйфельско-живетским отложениям среднего отдела девона (Геологическое строение СССР, 1968).

На размытой поверхности спилито-кератофировой толщи залегают красно-бурые конгломераты, песчаники и глины с остатками рыб общей мощностью 150 м. Это - свита "буро-

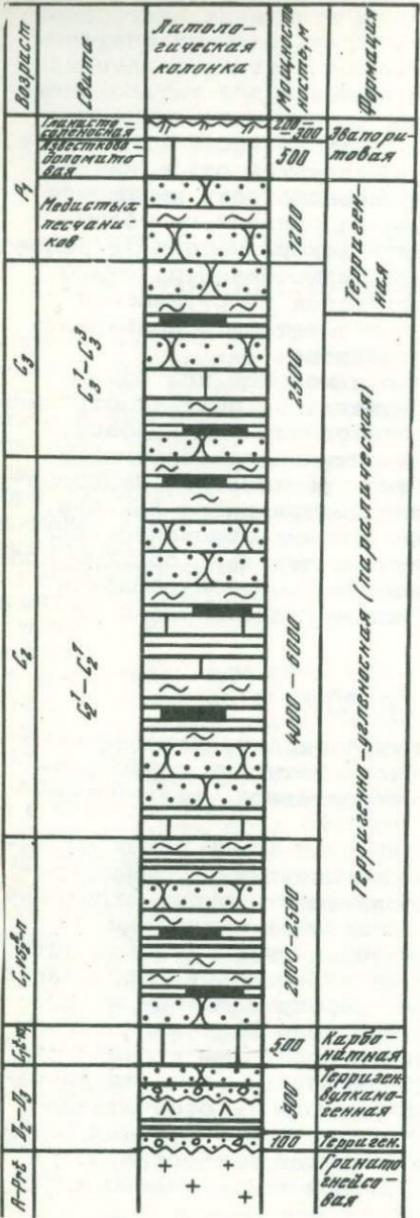


Рис. 7. Сводная схематическая стратиграфическая колонка палеозойских отложений Донецкого бассейна и его окраин

1 - филлиты, серицитовые, глинисто-карбонатные и другие сланцы; 2 - алевролиты; 3 - песчаники, кварциты; 4 - туфы и туфопесчаники; 5 - конгломераты, известняки и доломиты, метаморфизованные известняки, мраморы; 6 - эвапориты; 7 - прослои углей; 8 - эфузивы кислого и среднего состава; 9 - эфузивы основного состава; 10 - эфузивы основного состава; 11 - кристаллические сланцы и гнейсы; 12 - метаморфизованные эфузивы различного состава; 13 - гранито-гнейсы; 14 - согласный и несогласный контакты между толщами

го девона", относимая к франскому ярусу верхнего девона.

На "буром девоне" залегает толща серых и зеленоватых аркозовых песчаников, гравелитов и агломератовых туфов. Мощность этих отложений, относимых к "серому девону", достигает 450 м. Богатый комплекс остатков растений указывает на фаменский возраст отложений [Геологическое..., 1968].

Общая мощность девонских отложений южной окраины Донбасса превышает 1000 м.

Девонские отложения перекрываются карбонатной 550-метровой толщей отложений, относящихся по возрасту к турнейскому и большей части визейского яруса нижнего карбона.

Все рассмотренные отложения - платформенные. Присутствие в их составе мощных вулканических толщ указывает на то, что в среднем и позднем девоне начинают-

ся расколы фундамента окраинной части Русской платформы и заложение Днепровско-Донецко-Бузачинского прогиба. Эти расколы явились, вероятно, отражением активной геосинклинальной деятельности в пределах расположенной южнее Предкавказской раннегерцинской геосинклинали.

Резкое изменение характера разреза в Донбассе начинается с отложений зоны C_1vg и нижней половины C_1vn , которые являются аналогами веневского горизонта окского подъяруса и серпуховского подъяруса Подмосковного бассейна. Эти отложения в Донбассе представлены мощной толщей аргиллитов, алевролитов и песчаников с резко подчиненными прослойками известняков и углей. Таким образом, с этого стратиграфического уровня разрез нижнекаменноугольных отложений приобретает обычный донецкий облик. Их мощность составляет 2000–2500 м. Некоторые исследователи приводят значительно большие мощности этой толщи (до 3000–5000 м).

Отложения среднего карбона без перерывов и несогласий залегают на нижнекаменноугольных породах и подразделяются на ряд свит, границы которых хорошо прослеживаются выдержаными на значительных расстояниях прослойками известняков. Свиты обозначаются индексами от C_2^1 до C_2^7 :

свиты $C_2^1 - C_2^4$ относятся к башкирскому ярусу, а $C_2^5 - C_2^7$ – к московскому. В целом отложения среднего карбона представлены терригенными образованиями с прослойками известняков и углей. Наиболее распространены различные сланцы, в основном глинистые, аргиллиты и алевролиты, составляющие в общей сложности около 70–75% суммарной мощности всех отложений. Песчаники в большинстве случаев составляют около 25–30% мощностей, а суммарная мощность известняков не превышает 2 %. Угольные пласти составляют доли процента от общей мощности толщи. А.Я. Дубинский [1956] приводит следующие суммарные мощности среднекаменноугольных отложений: для Шахтинско-Несветаевской синклинали, расположенной в восточной части Донбасса, – около 6000 м.; для более северного района – полосы мелкой складчатости – около 4000 м.

Верхнекаменноугольные отложения залегают на подстилающих породах среднего карбона согласно. Они подразделяются на три свиты – C_3^1 , C_3^2 , C_3^3 – и выполняют обычно центральные части синклиналей. В литологическом отношении они близки к отложениям среднего карбона, однако вверх по разрезу уменьшается угленасыщенность, повышается роль известняков (до 15–20 % в свите C_3^3) и глинистых пород, суммарные мощности которых составляют иногда до 75–80 %. Рабочие пласти угля встречаются только в свите C_3^1 .

Для северо-восточной части Донбасса суммарные мощности верхнекаменноугольных отложений составляют, по данным А.Я. Дубинского, около 2500 м.

Заканчивая краткий обзор каменноугольных отложений Донбасса, необходимо отметить некоторые общие для них закономерности. Так, мощности всех стратиграфических подразделений увеличиваются с северо-запада на юго-восток. Увеличение мощностей происходит также от склона Воронежского свода к осевой части Донбасса. В настоящее время многие части разреза карбона размыты, и поэтому определение максимальных мощностей и их распределение по площади затруднено. По мнению М.Л. Левенштейна [1959], мощности отдельных свит нижнего и среднего карбона в направлении к Украинскому щиту уменьшаются. Таким образом, фиксируется южный борт Донецкого прогиба.

Дальнейшие более детальные исследования отдельных районов Донбасса подтвердили в основном это положение и в то же время выявили ряд более сложных частных закономерностей. Так, например, установлено, что распределение мощностей отложений некоторых свит тесно связано с текtonикой отдельных районов Донбасса. Образование складок Донбасса, видимо, имело как конседиментационный, так и постседиментационный характер. Столь же сложна и дизьюнктивная текtonика Донбасса. Наиболее крупные разрывные нарушения (Северодонецкий, Каменский, Алмазный, Главный и другие надвиги) являются конседиментационными нарушениями, наиболее проявившимися, однако, в период орогенических движений в конце раннепермского времени. Сбросы, взбросы и надвиги в каменноугольных отложениях Донбасса весьма многочисленны. Они осложняют большое количество складок, имеющих как и разрывные нарушения, в основном субширотную ориентировку. Однако имеется и ряд поперечных по отношению к общему простианию складчатости разломов.

Современная структура Донбасса, таким образом, является не только складчатой, но и блоковой, хотя эта последняя менее выражена.

Амплитуды наиболее крупных надвигов Донбасса составляют от 600 до 1400 м. Однако амплитуды отдельных разломов в западной части Донбасса по поверхности кристаллического фундамента, согласно сейсмическим данным, достигают 5000–6000 м.

Однако выводы о конседиментационном характере складчатости и дизьюнктивной текtonике разделяются не всеми исследователями. Некоторые считают, что формирование складчатости в Донбассе происходило в заключительные фазы герцинского тектогенеза после накопления каменноугольных и нижнепермских отложений и мощности этих отложений не связаны с современной структурой.

Отложения нижней перми широко развиты на северо-западных окраинах Донбасса и подразделяются на три свиты: медистых песчаников, известняково-доломитовую и гипсово-соленосную.

Свита медистых песчаников в Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловине залегает на верхнем карбоне согласно. Она представлена чередованием красноцветных глин и песчаников с прослойями зеленых, голубых и серых оттенков.

Максимальная мощность свиты достигает в восточных частях котловин 1200 м.

Известняково-доломитовая свита представлена серыми и красно-бурыми глинами и алевролитами с пластами доломитов и известняков мощностью до 14-16 м. Общая мощность свиты достигает в юго-восточной части Бахмутской котловины 500 м.

Гипсово-соленосная свита известна на северных окраинах Донбасса. Она представлена чередованием гипсов, ангидритов и каменной соли с терригенными прослоями. Ее мощность составляет 250-300 м.

Общая мощность нижнепермских отложений в Бахмутской котловине достигает 1500-2000 м.

Из изложенного геологического материала о характере разреза Донецкого бассейна и его окраин можно вывести следующий формационный ряд:

- 1) терригенная (базальная) платформенная формация, возраст - верхний-средний девон (верхненживетский подъярус-франский ярус); мощность до 100 м;
- 2) терригенно-вулканогенная формация, возраст франско(?) - фаменский; мощность 850-900 м;
- 3) карбонатная формация нижнего карбона (турне-нижний визе); мощность до 500 м;
- 4) терригенно-угленосная (паралическая) формация нижнего-среднего карбона; мощность 6500-10000 м;
- 5) терригенная, преимущественно континентальная, формация верхнего карбона-нижней перми; мощность 1200-2000 м;
- 6) эвапоритовая формация нижней перми; мощность 700-800 м.

Три первых члена этого ряда относятся к платформенным формациям, которые указывают на весьма различные условия развития Донбасса (или его южных окраин) в течение позднедевонского и раннекаменноугольного времени. Три последние формации относятся к миогеосинклинальным формациям, причем первая из них (паралическая) характеризует в основном нисходящие тенденции в развитии Донецкого миогеосинклинального прогиба, а две последние - восходящие.

Таким образом, в геотектоническом отношении Донбасс представляет крупную позднепалеозойскую миогеосинклиналь, наложенную на платформенное основание восточной части обширной Днепровско-Донецкой платформенной впадины.

Геологические работы, проведенные в 50-х годах в восточной, погруженной части Донбасса на левобережье Дона до линии железной дороги Тихорецкая-Волгоград, с несомненностью показали, что в этом направлении постепенно изменяется фациальный состав каменноугольных отложений: убывает угленосность и карбонатность разреза и растет терригенность и особенно глинистость. Так, на левобережье Дона угольные пласти рабочей мощности ($> 0,5$ м)

в свитах $C_2^5 - C_2^7$ уже почти не встречаются. Далее к востоку исчезают пласти известняков, что значительно затрудняет стратификацию разреза. Еще восточнее, в пределах

кряжа Карпинского, разрез каменноугольных отложений становится весьма однообразным. Здесь преобладают сланцы, преимущественно глинистые и серицитовые, и глинистые алевролиты. Пластов углей и известняков не встречено, за исключением известняков нижней перми-верхнего карбона в Джанайской опорной скважине [Ясенева, 1956], хотя на этой территории имеется весьма представительный геологический материал — керн из более чем 250 глубоких поисковых и разведочных скважин, вскрывших эти отложения на всей территории кряжа Карпинского.

Отсутствие здесь крайних членов (углей и известняков) литологического ритма, весьма характерных для каменноугольных отложений Донбасса, указывает на то, что условия осадконакопления в этой части Донецко-Бузачинского верхнепалеозойского прогиба были более постоянными, чем в самом Донбассе. Это положение кажется естественным, если учесть структурные соотношения в течение каменноугольного времени для территории Донбасса и кряжа Карпинского: Донбасс был окружен высокоподнятymi тектоническими элементами — Украинским щитом и Воронежским выступом, тогда как кряж Карпинского (по крайней мере с севера) ограничивался Прикаспийской впадиной, влияние которой на кряж происходило главным образом в проявлении более устойчивых нисходящих движений.

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАВКАЗ

В центральной части Кавказа допалеозойские и палеозойские отложения слагают зону Главного хребта и синклиниорий Передового хребта, а к северу от него выходят в ряде мест северной моноклинали (Бечасынская зона).

Допалеозойские (верхнепротерозойские) и палеозойские отложения слагают на Кавказе цоколь (фундамент) альпийского геосинклинального комплекса, т.е. образуют комплекс основания альпийской мезозойско-палеогеновой геосинклинали, а в ряде районов — фундамент прилежащего края платформы (например, для северной моноклинали Центрального Кавказа).

Наиболее древние отложения в Центральном Кавказе — метаморфические толщи позднего докембра (?) — раннего палеозоя, развитые в зоне Главного и Передового хребтов и в Бечасынской зоне.

В Главном хребте выделяются буульгенская и макерская серии, подразделяющиеся на ряд свит [Сомин, 1971; Ажгирей и др., 1976]. Отложения этих серий представлены амфиболитами, гнейсами и различными сланцами высоких степеней метаморфизма — от зеленокаменной до гранулитовой фаций. В формационном отношении — это осадочно-вулканогенная толща, сложенная чередующимися пластами основных эфузивов, песчаников и глинистых пород. Общая мощность буульгенской серии может составлять 4-4,5 км, а макерской — более 2,5 км (рис. 8, вкл.). Органических остатков в этих отложениях не встречено, а абсолютный возраст пород верхней макерской серии составляет 750 и 860±40 млн. лет [Ажгирей и др., 1976].

В зоне Передового хребта древние породы также представлены амфиболитами с подчиненными прослойками кристаллических сланцев общей мощностью около 3500 м и могут сопоставляться с буульгенской и макерской сериями Главного хребта.

Допалеозойские отложения наиболее северной Бечасынской зоны обнажаются в основном в долинах рек Кубань, Малка, Баксан и других, а также их притоков. Стратиграфия этих толщ различными исследователями дается по-разному. В основу наших построений положены представления Д.С. Кизевальтера [1960], выделившего в этих древних отложениях ряд свит.

Наиболее древняя кыртыкская свита, развитая в основном в верховьях р. Баксан, сложена темно-серыми биотитовыми двуслюдяными гнейсами, плагиогнейсами и кристаллическими кварцево-слюдистыми сланцами. Видимая мощность свиты составляет 3200-3300 м. Возраст слагающих ее пород определяется Д.С. Кизевальтером из общих соображений (степень метаморфизма, сопоставление с другими разрезами Центрального Кавказа и пр.) как верхнедокембрийский (венд или рифей). По степени регионального метаморфизма свита относится к средней ступени, однако контактовый метаморфизм весьма существенно изменил облик пород, вплоть до их полной гранитизации.

Выше кыртыкской свиты залегает чегемская свита. Ее соотношения с кыртыкской свитой не ясны, поскольку непосредственные контакты между ними не установлены. Чегемская свита довольно широко развита в верховьях рек Баксан, Малка и Кубань, занимая значительные площади, примыкающие с севера к грабен-синклиниорию Передового хребта.

Основная часть свиты представлена светло-серыми, темно-серыми и темно-зелеными мелкозернистыми кристаллическими сланцами, мусковит-кварцевого, хлорит-кварцевого, мусковит- и хлорит-альбитового, эпидотового, актинолитового и альбит-роговообманкового состава. Для свиты характерна толстая слоистость.

По степени метаморфизма сланцы чегемской свиты относятся к верхней ступени метаморфизма (хлоритовая фация), однако метаморфизм отдельных частей разреза этой толщи отвечает верхам средней ступени (появление биотита и актинолита). Современные породы свиты произошли из осадочных глинисто-карбонатных отложений, подвергшихся воздействию регионального и наложенного метаморфизма, что привело к образованию очень сложного вещественного состава. Породы чегемской свиты собраны в сложные, сильно перемянутые, сжатые изоклинальные складки, усложненные сланцеватостью, межслоевой дисгармонией, вторичной плойчатостью и т.д. Возраст чегемской свиты, по Д.С. Кизевальтеру, соответствует верхнему докембрию-нижнему палеозою. Видимая мощность составляет не менее 2700 м.

На породах чегемской свиты с постепенным переходом, без признаков несогласия залегают отложения хасаутской свиты, представленные однообразным переслаиванием свет-

ло-серых, зеленоватых и бурых рассланцованных порфириодов, туфов, диабазов, филлитов, песчаников, серицитовых, биотит-мусковитовых, хлорит-кварцевых и других сланцев. Характерно окварцевание пород по трещинам и сланцеватости. Эта в основном вулканогенная толща характерна зеленокаменным типом метаморфизма; она сохраняет реликтовые структуры первичных пород, которые интенсивно дислоцированы, собраны в крупные выдержаные складки северо-западного простирания, осложненные мелкой плойчастостью и разрывами. В толще характерно присутствие малых интрузий плагиогранит-порфиров, а также прорывающих толщу более молодых гранитов, оказывающих на нее контактное воздействие.

Видимая мощность чегемской свиты составляет около 3600 м. Возраст хасаутской свиты определяется находками Б.В. Тимофеева [1962] микроводоросли из рода *Pterospermatopsis* W. Wetzel, наиболее ранние находки которой известны из синийских отложений Северо-Восточного Китая и Восточной Сибири. В дальнейшем Б.В. Тимофеев из средней части хасаутской свиты определил синийско-раннепалеозойские формы: *Gloeocapsomorpha prisca* Zal., *Turuchanica* sp., *Protoleiosphaeridium crassum* Tim., *Prototrematosphaeridium* sp. Скорее всего, вся эта свита или ее верхняя часть относится к нижнему палеозою, возможно, нижнему кембрию(?) [Адамия, 1968]. Имеются и другие схемы стратиграфии этих древних отложений. Так, в работе Г.Д. Ажгирея и других соавторов [1976] допалеозойские отложения бечасынской зоны подразделяются на бечасынскую (сланцево-амфиболитовую мощностью более 1 км), верхнекубанскую (преимущественно сланцевую с линзами мраморов общей мощностью более 1500 м) и шаукольскую (представленную различными сланцами с порфиробластовой структурой и прослоями амфиболитов мощностью не менее 2 км) свиты. Абсолютный возраст отложений этой свиты составляет, по данным Д.Г. Афанасьева, 870 млн. лет. Выделяемая этими же авторами чегемская свита близка к аналогичной свите Д.С. Кизевальтера, а шиджатмазская свита, возможно, является частью чегемской свиты. Стратиграфия древних отложений бечасынской зоны, разработанная Г.Д. Ажгиреем и рядом авторов [1976], исходит из несколько иных, чем ранее разработанные схемы других исследователей, тектонических представлений на строение этих толщ. Однако твердой уверенности в правильности той или иной предложенной стратиграфической схемы до сих пор нет. Это указывает на сложность строения этих отложений и на трудности их изучения.

Таким образом, допалеозойские и нижнепалеозойские отложения, развитые в пределах Бечасынской зоны северного склона Центрального Кавказа представлены терригенно-вулканогенными метаморфизованными отложениями мощностью не менее 8000-10 000 м. Их нижняя часть (кыртыкская и чегемская свиты) может быть отнесена к карбонатно-терригенной формации суммарной мощностью более 6000 м, а верхняя часть (хасаутская свита) - к вулканогенной формации мощностью более 3600 м.

Состав и мощность рассмотренных выше отложений и их петрографические особенности, по мнению Д.С. Кизевальтера [1960], типичны для палеозойских геосинклиналей Урала и Казахстана и свидетельствуют о развитии в конце докембрия (рифее) и нижнем палеозое эвгеосинклинального прогиба. Он был, вероятно, первым геосинклинальным прогибом Кавказа, завершившим свое развитие и претерпевшим складчатость и орогенез в раннепалеозойское время, т.е. в позднебайкальскую (ассинитскую) фазу тектогенеза. Поэтому описанные выше отложения являются не только комплексом основания альпийского этажа, но также и герцинского.

В последнее время ряд исследователей, исходя из представлений о широко развитой шарьяжной тектонике в допалеозойских комплексах центральной части Кавказа, пришли к выводу о других стратиграфических взаимоотношениях [Ажгирей и др., 1976]. Наиболее древними отложениями предположительно считаются породы балканской свиты зоны Передового хребта, представленные амфиболитами и слюдистыми сланцами в верхней части. Выше залегают отложения армовской свиты зоны Передового хребта, макерской серии Главного хребта и шаукольской свиты Бечасынской зоны, представленные в основном амфиболитами и кристаллическими сланцами. Выше залегают породы низов буульгенской серии (гвандринская и клычская свиты) Главного хребта и бечасынской, чегемской и шиджатмазской свит Бечасынской зоны. В самом верху разреза располагаются уллу чаирская свита буульгенской серии и верхнекубанская свита Бечасынской зоны.

Представленная выше стратиграфическая последовательность древних свит Центрального Кавказа, как и их корреляция, весьма условна и во многом еще противоречива.

Отложения нового герцинского тектонического цикла начинаются на северном склоне Кавказа (Бечасынская зона) с отложений урлешской свиты, которая несогласно, с базальным конгломератом в основании налегает на метаморфические породы хасаутской свиты. Она представлена светлыми арковыми песчаниками с прослоями алевролитов, а также филлитов и глинистых сланцев [Красивская, 1961].

Возраст урлешской свиты определяется находками Б.В. Тимофеева [1962] микроводорослей *Gloeosarcotomorpha cf. prisca* Zal. *Trematosphaeridium* sp., широко распространенных в рифейских, кембрийских и ордовикских отложениях, и *Leioligotriletum minntissimum* (Naum.) Tim., *Trachyoligotriletum obsoletum* (Naum.) Tim., указывающих на синийско-кембрийский возраст. Обнаруженные в этой же свите *Protolophosphaeridium* sp. и *Tiruchanica* sp. указывают, по мнению Б.В. Тимофеева, на кембрийский возраст. Как считает Ш.А. Адамия [1968], наиболее вероятный возраст урлешской свиты - средний-верхний кембрий (?). Мощность свиты достигает 1500 м.

На урлешской свите с размывом, а местами и по тектоническому контакту, залегает лахранская свита, представленная филлитами, кремнистыми сланцами, песчаниками и мощными (до 100-200 м) пачками известняков с обильной фауной верхнего силура (лудловский ярус) и, возможно, низов де-

вона. Мощность свиты составляет около 700 м [Потапенко, Огородникова, 1971].

Ш.А. Адамия [1968] вслед за Г.Д. Ажгирем [1964] предполагает здесь возможное проявление каледонских фаз (размыв между урлешской и лахранской свитами и другие косвенные признаки).

Среднепалеозойские отложения наиболее широко развиты в зоне Передового хребта. Краткое описание этих отложений (верхний силур, девон, нижний карбон) дается нами в основном по Ш.А. Адамия [1968], Д.С. Кизевальтеру [1960] и Г.Д. Ажгирем и другим соавторам [1976]. Отложения среднего палеозоя здесь представлены в различной степени метаморфизованными морскими терригенными, вулканогенными и карбонатными отложениями мощностью 1500–7000 м. Эти отложения подразделяются на ряд свит, большинство которых прослеживается на значительные расстояния. В целом же они развиты на большом пространстве от р. Белой на западе до р. Баксан на востоке. На этой территории выделяются ряд структурно-фациальных зон, отличающихся одна от другой деталями геологического развития. Стратиграфические аналоги лахранской свиты выделяются в бассейне р. Теберды, где развиты филлиты, глинистые и кремнистые сланцы, песчаники и мраморы, в которых обнаружены грaptолиты нижнего лудлова. Мощность этих отложений достигает 400 м; они выделены в ачхиминарскую свиту.

Близкие отложения мощностью около 40 м обнаружены в верховьях р. Худес, однако найденные здесь грaptолиты указывают на нижнесилурийский возраст отложений (средний лландовери). Эти отложения прослежены до рек Кубань и Марух [Ажгирей и др., 1976].

Среднедевонские (эйфельские) терригенные и карбонатные породы мощностью более 400 м объединены в марухскую свиту, залегающую в аллохтоне.

В западной части зоны Передового хребта среднепалеозойские отложения начинаются толщей темных песчано-сланцевых отложений с редкими прослойками кремнистых сланцев, известняков и конгломератов. Эти отложения выделены в андрюкскую на западе (реки Уруп, Лаба) и артычатскую свиту на востоке (р. Кубань). На юге Передового хребта породы свиты метаморфизованы до степени кристаллических сланцев. Возраст средней части свиты определен как средний девон по единичным находкам фауны. Возможно, что низы свиты относятся к нижнему девону–верхнему силуру и являются аналогами лахранской свиты [Адамия, 1968]. Основание свиты не обнажено, и ее видимая мощность в среднем составляет около 1500 м.

Отложения рассмотренной песчано-сланцевой свиты вверх по разрезу постепенно сменяются вулканогенными отложениями основного и среднего состава в нижней части (диабазы, порфиры, спилиты, кварцевые порфиры и альбитофиры). Мощность этой пачки достигает 1200 м. Верхняя часть этой толщи сложена в основном пирокластическими породами с прослойками кремнистых пород, глинистых сланцев, линзами известняков и пластами порfirитов. Мощность этой пачки 1600–1800 м.

Общая мощность вулканогенных отложений составляет 3000 м [Кизевальтер, 1963]. В них выделяется ряд свит (сосновская, семиродниковская, даутская, нижне- и верхнеурупская и т.д.). В целом эти отложения, объединяемые некоторыми исследователями в урупскую серию [Ажгирей и др., 1976], являются раннегеосинклинальной вулканогенной спилит-кератофировой формацией. Возраст этих отложений - средний-верхний девон, он устанавливается по их стратиграфическому положению, фауне и споровым комплексам.

К этому же времени, вероятно, приурочено формирование Уруштенского магматического комплекса, где абсолютный возраст пород составляет 320-360 млн. лет.

Вулканогенная серия перекрывается терригенными песчано-глинистыми породами с постепенным увеличением карбонатных пластов в верхней части. На них согласно залегают карбонатные отложения, представленные в основном известняками с прослойями глинистых сланцев, песчаников и редко конгломератов.

Разрез среднепалеозойских отложений Передового хребта заканчивается мощной серией мелкообломочных терригенных пород. Эти отложения в основном представлены глинистыми сланцами, мелкозернистыми песчаниками и прослойями известняков. Вся карбонатно-терригенная толща объединяется в наратэшскую серию, которая подразделяется на ряд свит (пастуховскую, гидамскую, кыркольскую, джентинскую и т.д.). Возраст этой серии, достигающий мощности 500-1500 м, определяется как верхнедевонско-нижнекаменноугольный (фаменско-турнейский).

Из изложенного выше видно, что хотя отложения среднепалеозоя Передового хребта и изменяются фациально, но главные черты их строения остаются достаточно постоянными. Формационная и обобщенная литологическая характеристика этих отложений выглядит следующим образом, по Ш.А. Адамия [1968], с упрощениями:

Возраст	Формация	Свита
Средний и верхний кембрий (?), силур, нижний и средний девон	Нижняя терригенная	Сланцевая
Средний и верхний девон	Вулканогенная	Вулканогенная
Верхний девон-нижний карбон	Карбонатная	Известняковая
Нижний карбон (турнейский ярус)	Верхняя терригенная	Песчано-сланцевая

В зоне Главного хребта отложения среднего палеозоя объединены в лабинскую серию [Сомин, 1971], в которой выделяется ряд согласно залегающих свит, условно среднепалеозойского возраста (свиты дамхурцевская, лаштракская и адгарская). Свиты сложены в основном различными кристаллическими сланцами с прослойями и линзами мраморов. В низах и верхах серии залегают значительные по мощности амфиболиты. Общая мощность серии около 1200 м.

В зоне южного склона в ядре Сванского антиклиниория обнажаются породы десской серии. К среднепалеозойским отложениям этой серии отнесены кванская толща, утурская и киарская свиты.

Кванская толща представлена карбонатно-терригенными породами эйфельского яруса среднего девона; она имеет мощность более 300 м, утурская свита преимущественно вулканогенная, видимой мощностью более 450 м, предположительно средне-верхнедевонская и киарская свита - преимущественно терригенная с гравелитами и конгломератами в верхней части и линзами биогермных известняков, залегающих на разных уровнях мощностью до 200 м.

История геологического развития зоны Передового хребта в самом общем виде представляется следующим образом.

В результате позднебайкальского орогенического цикла на всей территории Кавказа произошла складчатость, в результате которой значительные территории позднебайкальской геосинклинали стабилизировались. Таков, видимо, Северокавказский массив, на северном краю которого расположена Бечасынская зона.

Основной континентальный перерыв, связанный с позднебайкальским орогенезом, приходится, вероятно, на самый конец верхнего протерозоя - нижний кембрий. Со среднего кембрия начинаются нисходящие движения и трансгрессии, фиксирующие наступление нового тектонического этапа - герцинского. Амплитуды этих движений были значительны, судя по мощности урлешской свиты. В ордовике и нижнем силуре эта свита была выведена на поверхность и подверглась интенсивному размыву. Однако складчатости в это время, видимо, не было (согласное залегание урлешской и лахранской свит). Возможно, что этот перерыв был отголоском сардинской и таконской фаз складчатости, но к каким-либо значительным тектоническим перестройкам он не привел.

Начиная с силура-раннего девона зона Передового хребта испытывает устойчивое погружение. Здесь на позднебайкальском основании формируется преимущественно сланцевая толща. Таким образом, в начале среднего палеозоя геосинклинальный прогиб Передового хребта развивается на коре континентального типа как типичная сланцевая миогеосинклиналь. Только со среднедевонского времени байкальский комплекс основания герцинской геосинклинали дробится, глубинные разломы проникают в подкоровые области, что приводит к развитию мощного эффузивного магматизма основного и среднего состава. В конце среднего и в позднем девоне происходит поднятие, характеризующееся накоплением мощных толщ внутриформационных конгломератов, гравелитов и песчаников. Ш.А. Адамия [1968] считает, что в это время происходит размыв островов-кордильер в зоне Передового хребта, связанный с проявлением бретонской фазы складчатости. В конце девона-начале карбона происходит выравнивание зон денудации, контрастность тектонических движений значительно уменьшается, вулканализм, связанный с глубинными разломами, не проявляется. Это указывает

на то, что подводящие глубинные магматические каналы к этому времени закрылись. Это может быть связано с тем, что растягивающие напряжения сменились на противоположные в результате освобождения больших количеств глубинной энергии из-за продолжительной (средний-верхний девон) и мощной (3000 м вулканогенных отложений) эфузивной деятельности. Именно в это время прогиб Передового хребта развивается как типичная эвгеосинклиналь. Этот тип развития превращается в конце позднего девона. Прогиб снова вступает в более спокойное миогеосинклинальное развитие, в процессе которого накапливались известняки и песчано-сланцевые толщи карбонатной и терригенной формаций вплоть до начала или середины раннего карбона.

Заканчивая описание среднепалеозойского этапа развития зоны Передового хребта, необходимо отметить, что в направлении с севера на юг к Главному хребту характер отложений и их строение меняются: с одной стороны усиливается метаморфизм отложений силура-девона вплоть до образования кристаллических сланцев, а с другой, усложняется строение среднепалеозойской толщи. Если для северной части прогиба характерны сравнительно пологие брахиформы, то к югу они значительно усложняются. К этой же зоне тяготеет и наибольшее количество крупных разломов. Все это указывает на то, что байкальский комплекс основания геосинклинали значитель но более консолидирован в северной части зоны Передового хребта по сравнению с южной. Если учесть, что в зоне Главного хребта одновозрастные среднепалеозойские отложения подверглись большему метаморфизму (а это указывает на большую интенсивность проявления здесь геосинклинальных процессов), то общее усиление этих процессов в направлении с севера на юг будет очевидным. На это же указывает характер распределения мощностей среднепалеозойских отложений, уменьшающихся в северном направлении. По мнению Ш.А. Адамия [1968], в северной части Передового хребта и в Бечасынской зоне в среднем палеозое находилась суши или отлагались маломощные эпиконтинентальные отложения.

Не исключено, что среднепалеозойская геосинклиналь Центрального Кавказа располагалась в краевой части материка и открывалась в сторону древнего океана Тетис.

Отложения визейского, намюрского ярусов и самых нижних среднего карбона в зоне Передового хребта не известны, и среднепалеозойские комплексы несогласно перекрываются отложениями средней части башкирского яруса. Этот перерыв и четкое угловое несогласие без сомнения фиксируют проявление судетской фазы складчатости, которая для герцинид Передового хребта была главной. После ее завершения на этой территории начинается орогенный этап развития.

Верхнепалеозойские отложения Передового хребта несогласно перекрывают различные горизонты нижнего и среднего палеозоя. Нижняя часть верхнепалеозойских отложений представлена песчано-глинистыми породами с прослоями конгломератов, вулканогенных пород (кварцевых порfirитов)

с пластами каменного угля. Возраст этих отложений среднекарбоновый, сопоставляемый со свитами $C_2^3 - C_2^7$ Донбасса (верхи башкирского и московский ярусы). Выше залегают грубообломочные отложения, представленные серыми кварцевыми конгломератами, гравелитами и песчаниками с прослойями вулканогенных пород. Возраст этих отложений – верхний карбон (свиты $C_3^1 - C_3^2$ Донбасса).

Среднекаменноугольные отложения (конгломераты, песчаники с маломощными пластами углей), относимые к свитам $C_2^3 - C_2^7$ Донбасса, известны в зоне Главного хребта (район горы Хуко) и в зоне южного склона, где они согласно залегают на среднепалеозойских отложениях и слагаются карбонатно-терригенными породами наморского и башкирского ярусов нижнего и среднего карбона, а возможно, и более высокими горизонтами.

Мощность среднего карбона в бассейнах рек Лабы и Урупа достигает 1200 м, в бассейнах рек Белой и Кубани-Аксакута – до 800 м. Верхний карбон имеет следующие мощности: в бассейнах рек Лабы и Урупа – 700–2000 м, р. Белой – 600–700 м, на реках Кубань и Аксакут – до 1200 м.

На верхнекаменноугольных отложениях в зоне Передового хребта в большинстве случаев согласно залегают отложения нижней перми. Эта красноцветная моласса подразделяется на две толщи. Нижняя сложена преимущественно мелкообломочными породами с пластами вулканогенных пород. Мощность этой толщи достигает 700–800 м. Выше залегают верхняя красноцветная толща, представленная грубой молассой, состоящей из мощных прослоев конгломератов и песчаников. Конгломераты состоят из галек, валунов и глыб всех типов подстилающих пород. Мощность этой толщи достигает 2500 м в бассейнах рек Лабы и Урупа и в междуречье Кубань-Аксакут, а в районе р. Белой – 1500 м. Суммарная мощность нижнепермских отложений составляет более 3000 м.

Отложения верхней перми в бассейне р. Белой начинаются толщей известняковых конгломератов мощностью до 450 м и заканчиваются рифогенными слоистыми известняками мощностью 300 м. К востоку эти отложения сокращаются в мощности до 50–165 м и несколько меняют свой облик – на грубообломочных породах залегают глинистые сланцы и известняки. Еще далее к востоку в бассейнах рек Кубани и Аксакута эти отложения фациально замещаются. Здесь они представлены красноцветной конгломерато-песчаниковой толщиной с характерной косой слоистостью и прослойями кислых лав в нижней части (гималдыкская свита А.А. Белова). Ее мощность 200–800 м. Наибольшие мощности верхнепермских отложений 700–800 м.

Очень показательно, что повсеместно отложения верхней перми трансгрессивно и с небольшим угловым несогласием залегают на нижнепермских отложениях. Это несогласие увеличивается по мере того, как верхнепермские отложения залегают на более древних горизонтах.

В восточной части Центрального Кавказа в верховьях рек Гизельдон, Фиагдон и Кармадон (в Северной Осетии) на кристаллические сланцы и граниты палеозоя несогласно налегают конгломераты с кварцевой и гранитной галькой, переходящие вверх в песчаники, филлиты, иногда пестроцветные, с пластами кварцитов и известняков. Эти отложения неясного стратиграфического положения относятся Л.А. Варданянцем к каменноугольным, тогда как Е.Е. Милановский и В.Е. Хайн [1963] считают их скорее нижнепермскими.

Верхнепалеозойские отложения в зоне Передового хребта развиты в виде значительных по площади, но изолированных, пятен. Такое распространение этих отложений связано с историей развития зоны в позднем палеозое.

Нерасчлененные верхнепалеозойские отложения известны в ряде пунктов зоны Главного хребта, где они представлены грубыми терригенными отложениями (гравелитами, конгломератами) с линзами известняков общей мощностью до 1500 м (район перевала Псашхо). Возраст этих отложений - верхний карбон-верхняя пермь.

В зоне южного склона верхнепалеозойские карбонатно-терригенные отложения мощностью до 1000 м входят в состав десской серии.

Формации верхнепалеозойских отложений зоны Передового хребта не оставляют сомнения в том, что они относятся в основном к орогенному комплексу, формировавшемуся в сравнительно узком предгорном прогибе. Этот комплекс был заложен на погруженном борту Северо-Кавказского массива, но, вероятно, в своей южной части перекрывал и складчатые структуры среднего палеозоя. В то же время прогиб был дифференцирован по простирации на более поднятые и погруженные участки, где происходило и соответствующее по мощности накопление отложений. В дальнейшем эта поперечная блоковость строения предгорного прогиба геосинклинали Передового хребта привела к весьма значительной, а иногда и полной денудации сокращенных по мощностям верхнепалеозойских отложений в зонах поперечных поднятий. Впрочем, не исключено, что на наиболее морфологически выраженных поднятиях осадконакопления в позднем палеозое вообще не было.

Что касается низов верхнепалеозойских отложений - терригенно-угленосной (паралической) формации, то они могла накапливаться в наложенном миогеосинклинальном прогибе, подобно миогеосинклинальной паралической формации Донецкого бассейна. Интрузивная деятельность в среднем палеозое приурочена главным образом к позднедевонскому времени и представлена комплексом как основных, так и кислых пород. Их абсолютный возраст в основном колеблется в пределах 300-360 млн. лет, а на основании прямых геологических наблюдений интрузивные породы этого тектонического комплекса перекрываются среднекарбоновыми отложениями, а их гальки также встречены в различных горизонтах верхнего палеозоя. Эти интрузивные породы представлены в основном габбро и габбро-диоритами, различными по составу гранитоидами (в которых из полевых шпатов пре-

обладает плагиоклазом, а в химическом отношении — натрий над калием), а также сиенито-диоритами [Ажгирей и др., 1976].

Позднепалеозойские интрузивы представлены преимущественно кислыми и средними породами (кварцевые и сиенитовые порфиры и гранит-порфиры), которые образуют в зоне Передового хребта довольно многочисленные, хотя и небольшие по размерам, тела. Наибольшее количество верхнепалеозойских гранитов находится в зоне Главного хребта, где они выделены в уллукамский комплекс. По химическому составу верхнепалеозойские гранитоиды характеризуются преобладанием калия над натрием, а в минералогическом отношении — микроклина над плагиоклазами. По минералого-петрографической характеристике выделяются крупнозернистые микроклиновые граниты, биотитовые, двуслюдянные, лейкократовые и другие разновидности. Абсолютный возраст этих гранитоидов колеблется в пределах 190–270 млн. лет. Верхний возрастной предел этих пород, видимо, значительно завышен, поскольку нигде не наблюдается внедрение этих пород в триасовые или верхнепермские отложения.

Таким образом, среди герцинских гранитоидов выделяются раннеорогенные плагиоклазовые среднепалеозойские гранитоиды Главного хребта, Передового хребта и Бечасынской зоны и позднеорогенные микроклиновые граниты Главного хребта (уллукамский комплекс).

ПРЕДКАВКАЗЬЕ

На большей части Предкавказской платформы отложения, слагающие фундамент, погружены на значительные глубины и перекрыты отложениями переходного (тафрогенного) и платформенного комплексов. Исходя из этого, изучение фундамента на этой территории базируется в основном на результатах бурения, а также на геофизических материалах.

В настоящее время на территории Предкавказской плиты имеется несколько сотен (более 500) скважин, вскрывших отложения фундамента. Почти все они были с той или иной степенью детальности изучены. Однако скважин, где отложения фундамента вскрывались на значительную глубину (свыше 200 м) и были охарактеризованы достаточным количеством кернового материала, значительно меньше. Что касается скважин, в которых получены важные геологические результаты, особенно в области стратиграфии, то такие, к сожалению, насчитываются единицами. Если к тому же учесть весьма неравномерное расположение скважин по площади, то изученность строения фундамента Предкавказской плиты оказывается весьма своеобразной. Поэтому максимальное использование геофизических материалов, в том числе карт наблюденных и трансформированных естественных геофизических полей, а также данных различных модификаций сейсморазведки стало неотъемлемой частью работы по комплексному региональному изучению геологического строения фундамента этой территории.

Последняя обобщающая работа, посвященная строению фундамента Предкавказья, была опубликована несколько лет назад [Мирчинк и др., 1963]. Естественно, что в то время необходимая комплексность в геологическом и геофизическом изучении этой территории, можно сказать, отсутствовала, хотя связь бурения и геофизики уже осуществлялась. Характерно, что при сравнительно небольшом геолого-геофизическом материале того времени выполненные структурно-тектонические построения в основных чертах мало чем отличаются от аналогичных последующих построений. Это, в частности, указывает на то, что методика тектонического анализа геологического материала была выбрана правильно, хотя в настоящее время ряд положений, на которые опирались авторы, в значительной степени устарели. Это объясняется тем, что в начале 60-х годов вопрос о характере переходного (тафтогенного) комплекса отложений еще практически не был разработан, а его развитие по площади и мощности не были известны. Поэтому в ряде случаев отложения переходного комплекса принимались за отложения палеозойского фундамента (верхний структурный ярус фундамента верхнепалеозойского возраста - аналог донецкого карбона) со всеми вытекающими отсюда ошибками структурно-тектонического порядка.

Обнаружение в Предкавказье в середине 60-х - начале 70-х годов значительного по мощности и широко распространенного переходного (тафтогенного) тектонического комплекса верхнепермско-триасового (лейасового?) возраста привело к пересмотру ряда тектонических концепций, в частности и истории геологического развития и современной структуры фундамента.

Более чем удвоившийся за последнее десятилетие геологический материал и получение принципиально новых геофизических данных позволили по-иному подойти к ряду вопросов геологического строения фундамента Предкавказской платформы.

Литолого-стратиграфическая характеристика основных тектонических комплексов, слагающих фундамент, мало изменилась по сравнению с той, которая давалась ранее. Здесь изменился в основном тектоно-стратиграфический подход к самым древним отложениям фундамента.

Наиболее древние отложения верхнепротерозойского и нижнепалеозойского возраста, дислоцированные и метаморфизованные в верхнебайкальскую (ассинтскую) тектоническую fazu, были установлены в южной части Предкавказья. Здесь, в пределах восточной части Беломечетского прогиба на Чайкинской, Ровнинской и Родниковской разведочных площадях, вскрыты сильно дислоцированные метаморфизованные отложения, представленные чередованием различных сланцев, из которых преобладают кварц-актинолит-альбитовые, биотит-эпидот-актинолитовые, мусковит-кварцевые, силлиманит-андалузит-кварцевые, гранат-слюдистые, графитовые и др. Петрографические сопоставления с наиболее древними свитами Центрального Кавказа указывают на то, что вскрытые породы, скорее всего, являются аналогами чегемской и ха-

саутской свит, возраст которых определяется как верхний протерозой - нижний палеозой (рис. 9)

В пределах северной моноклинали Центрального Кавказа в ряде пунктов также вскрыты различные метаморфические сланцевые породы. Так, например, на Майкопской площади (скв. 39) вскрыты кварц-гранат-слюдистые сланцы. В скв. 41 этой же площади установлены плагиоклазовые гранофиры, чередующиеся с кварц-гранат-мусковитыми сланцами. Минералогический состав этих отложений (особенно обогащение их гранатом) характерно для пород чегемской свиты.

Метаморфизованные отложения, аналогичные различным породам древних свит Центрального Кавказа, вскрыты в ряде других мест северной моноклинали. Особенно часто они вскрываются в районе Кисловодска разведочными и гидрогеологическими скважинами и в других местах Кавминводского выступа.

В пределах северной моноклинали Центрального Кавказа описываемые отложения прорываются многочисленными верхнепалеозойскими интрузиями гранитов, описанных выше. Характерно также, что в пределах этой территории более молодые палеозойские отложения не встречены.

Таким образом, в южной части Предкавказья на домезозойскую поверхность выходят древние, рифейско-кембрийские метаморфизованные и сильно дислоцированные отложения, которые по своему формационному составу могут быть отнесены к эвгеосинклинальным отложениям верхнебайкальского тектонического цикла.

На основной части Предкавказской плиты от системы Манычских прогибов на севере до передовых прогибов и предгорий Кавказа на юге отложения, слагающие фундамент, представлены довольно однообразной терригенной толщей различных сланцев, песчаников и алевролитов. Реже эти отложения выражены гравийными и галечниковыми конгломератами. Возраст этих отложений определяется как среднепалеозойский. Более детальное определение будет дано в процессе описания различных типов разрезов фундамента, вскрываемых многочисленными скважинами на этой обширной территории.

Самыми западными площадями, в пределах которых вскрываются отложения палеозойского фундамента Предкавказья, являются Ново-Минская и Мигутинская площади, расположенные в северной части Западного Предкавказья вблизи Азовского выступа Украинского щита. Наиболее полно эти отложения изучены в Ново-Минской опорной скважине, где они вскрыты в интервале 2365-2546 м. Здесь породы палеозойского фундамента представлены пачками песчаников и гравийно-галечниковых конгломератов мощностью 20-30 м, которые чередуются с пачками различных сланцев, аргиллитов и алевролитов примерно такой же мощности. В составе гравийно-галечниковых конгломератов присутствуют полуокатанные и реже угловатые обломки молочно-белого кварца, филлитов, кварцитов, кислых эффузивов и микроклиновых гранитов [Летавин, 1960].

Песчаники представлены крупнозернистыми кварц-полевошпатовыми разностями с полуокатанными и угловатыми зер-

Рис. 9. Сводная схематическая стратиграфическая колонка допалеозойских и палеозойских геосинклинальных пород фундамента Предкавказья

Условные обозначения см. на рис. 7

нами. Из акцессорных минералов наиболее характерны циркон и турмалин. Обильны вторичный хлорит, пирит и лейкосен. Аналогичный состав имеют и алевролиты, однако примесь глинистого вещества в них значительно большая.

Сланцы и аргиллиты представлены кремнисто-серицитовыми, кремнисто-хлоритовыми, кремнисто-карбонатными, углистыми и другими разностями. Этими же разностями представлен цемент конгломератов и песчаников.

В некоторых интервалах разреза в сланцево-аргиллитовых толщах наблюдаются отдельные рассеянные включения довольно крупных (до 2-3 см) галек кварца и других пород.

Близкий разрез отложений фундамента вскрыт в Песчано-копской опорной скважине в интервале 2517-2738 м. В литологическом отношении эти отложения делятся на две пачки. Верхняя часть (около 90 м) представлена в основном песчаниками серого цвета, которые чередуются с тонкими прослойками сланцев. Ниже залегает монотонная толща различных сланцев вскрытой мощностью более 150 м, в нижней части которой встречаются пласти светлых эфузивов, прорывающих вмещающие породы и залегающих в виде секущих жил.

$P_{H_2} - P_{H_2^{\text{ref}}}$	$P_{Z_3} - P_{Z_3^{\text{ref}}}$	$\rho_{Z_3} - \rho_{Z_3^{\text{ref}}}$	$G_{\text{КZ}_2 - \text{Z}_3}$	ρ_{Z_3}	$\delta_{\text{ЗДАС}}$
Чугунная Хлопчатобумажная	Металлодекоративная	Приборно-измерительная	Лесчено-кожевенная	Бытовая	Ячменно-злаковая пшеничная капоничка
>2700	>3500	~2000-3000	400-500	>2000	Мощность энергии
Народная техника — ткачество	Ручная ковка	Горячекатаная (сплошноголовая)	Катаная на ткацкой машине	Горячекатаная	Форма и форма

Песчаники сложены угловатыми и слабо окатанными обломками кварца, кислых плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, обломками гранитных пород. Иногда встречаются мусковит и биотит, частично перешедший в хлорит, скопления пирита и пелитоморфного углистого вещества наблюдаются спорадически в виде линз и прослоек. Карбонат заполняет трещины и выполняет линзовидные включения. Из акцессорных минералов присутствуют циркон, эпидот, турмалин, апатит. Цемент - бластический кварцево-слюдистый.

В пачке песчаников встречены два небольших прослоя известняка серого цвета, окремнелого, мелкодетритусово-шламового, в которых Н.А. Редичкин [1966] определил большой комплекс микрофауны. Такие фораминиферы, как *Archaephaera crassa* Lip., *Parathurammina* sp., *Ammodicus* sp., *Earlandia elegans* (Raus. et Reitl.), *Plectogyra prisca* (Raus. et Reitl.), *Tetrataxis eominima* Raus., *Eostaffella* sp. характерны для отложений среднего визе - нижнего карбона. На возможность отнесения вскрытых отложений к яснополянскому надгоризонту указывают следующие фораминиферы: *Lituotulella glomspiroides* Raus., *Haplophragmella* sp., *Plectogyra omphalota* (Raus. et Reitl.), *Palaeotextularia cf. longiseptata* Lip., *Tetrataxis cominima* Raus., *T.dentata* Viss., *Eostaffella cf. moguensis* Viss., *E. naliwickini* Malach. и другие известные в бобриковском и тульском горизонтах. А такие формы, как *Brunsiella spirilinoides* (Gleb. et Grosd.), *Glomospirella irregularis* (Moll.), *Dainella elegantula* Brazhu., *Eoparastaffella* sp., появляющиеся в конце турнейского или в начале визейского веков и вымирающие в конце средневизейского времени, позволяют, по Н.А. Редичкину [1966], датировать возраст отложений как яснополянский и дают возможность сопоставить с известняками нижней части зоны C_1^{Vd} Восточного Донбасса и отнести к бобриковскому горизонту среднего визе. Однако Н.А. Редичкин подчеркивает, что литологически - это разные толщи. В Донбассе отложения этого возраста представлены карбонатной толщей, что указывает на различие в истории развития этих территорий.

Мы специально остановились на этом вопросе более подробно, поскольку ранее [Дубинский, 1956] эти отложения относились к турне-нижневизейским. Как видно из изложенного, при более тщательном изучении микрофауны возраст отложений уточнен, а их стратиграфическое положение определено бобриковским горизонтом среднего визе.

Ниже песчаных отложений залегает толща сланцев, среди которых преобладают серицитовые, серицит-кварцевые, карбонато-серицитовые, серицит-хлоритовые, углистосерицитовые и другие разновидности. Часто сланцы обогащены алевритово-песчанистым, в основном кварцевым, материалом и пиритизированы. Структура сланцев микролепидобластовая, текстура сланцеватая. В этих породах С.Н. Наумова обнаружила следующие единичные виды спор: *Archeazonotriletes basilaris* Naum. и *Stenazonotriletes pumilus* Naum. На основании этих палинологических находок

возраст сланцевой толщи может датироваться как верхнедевонский (фаменский ярус).

Из приведенного описания следует, что толща средне-палеозойских отложений, вскрытая в Песчанокопской опорной скв. Р=1, подверглась влиянию регионального метаморфизма, превратившего глинистые породы в серицитовые сланцы с переходом в отдельных случаях в хлоритовые. В песчаниках наблюдается перераспределение кварца и бластовый кварцево-слюдистый цемент. Все это указывает на безусловный и довольно значительный метаморфизм вскрытых отложений. Дислоцированность этих отложений достигает 80°. Плотности составляют 2,65-2,80 г/см³.

Жильные эфузивы, карбонатизированные дациты, секущие породы, не подверглись метаморфизму, что указывает на их более молодой возраст. По нашему мнению, их возраст может быть определен как верхнетриасовый или нижнеюрский - время наибольшего проявления в Предкавказье преимущественно кислого эфузивного магматизма. Кроме того, дайки эфузивных пород нижнеюрского возраста известны в Донбассе, особенно в его восточной части, наиболее близкой к рассматриваемой территории. В расположенной восточнее Красногвардейской параметрической скв. Р=5 слабо метаморфизованные, но значительно дислоцированные палеозойские отложения фундамента вскрыты в интервале 2560-4275 м, т.е. на глубину около 1700 м - наибольшую для Предкавказья.

Верхняя часть этого разреза представлена аргиллитами и сланцами темно-серого цвета, крепкими, некарбонатными, с многочисленными трещинами, заполненными кварцем и кальцитом. Вниз по разрезу сланцы постепенно обогащаются более грубым обломочным материалом: появляются прослои алевролитов, а затем и песчаников. Те и другие - полимиктовые и кварцевые, очень плотные, серых и темно-серых оттенков, трещиноватые. Трещины заполнены кварцем, реже - кальцитом.

На глубине 3271-3279 м в толще темно-серого мелковзернистого песчаника, чередующегося с глинистым сланцем, встречен органогенно-обломочный песчанистый известняк, в котором обнаружен следующий комплекс фауны фораминифер: *Tetrataxis angusta* Viss., *Archaeodiscus mellitus* Schlyk., *A. cf. covensis* Grord. et Geb., *A. infantis* Schlyk., *A. cf. krestovnikovi* var. *koktjubensis* Raus., *Mediocris cvalis* (Viss.), *M. mediocris* (Viss.), *M. ovalis* (Viss.), *M. brevicula* (Gan.), *Earlandia minor* (Raus.), *E. elegans* (Raus. et Reite.), *Plectogyra* ef. *wjastensis* (Gan.), *Globoendothyra ex. gr. globulus* (Eichw.), *Asteroarchae-discus* cf. *baschkiricus* var. *baschkiricus* (Urest. et Theod.).

Выявленный комплекс фораминифер, по мнению проводившего исследования П. Ревкова, характерен для окского подъяруса визейского яруса нижнего карбона. Имеющиеся предположения о переотложенном характере микрофауны едва ли обоснованы, и визейский возраст вмещающих отложений сомнений не вызывает. Возраст мраморовидного известняка из

скв. 1 Привольненской площади определен Н.А. Редичкиным по фораминиферам как турне-ранневизейский.

Изложенный материал не вызывает сомнений в том, что в северо-западной части Предкавказья на границе с Азовским выступом Украинского щита в фундаменте молодой платформы распространены грубообломочные, значительно дислоцированные и регионально метаморфизованные отложения, возраст которых определяется как верхнедевонско-нижнекаменноугольный (фаменско-визейский).

Однако на большей части Предкавказья, в отдалении от Азовского выступа, распространен иной литологический тип отложений фундамента того же возраста. Это мощные толщи различных сланцев, темно-серого, почти черного цвета, представленные серицит-кремнистыми, углисто-кремнистыми, карбонатно-серицитовыми и хлоритовыми разновидностями. Иногда в этой толще встречаются прослои, обогащенные песчано-алевролитовым материалом. В южной части этой территории встречаются кварц-мусковит-хлоритовые и особенно характерные рутилосодержащие сланцы. Во всех без исключения случаях отложения этого типа подверглись весьма значительному региональному метаморфизму, часто филлитизированы, рассланцовываны и дислоцированы. Наиболее часто углы падения составляют $45\text{--}70^\circ$, однако нередко породы поставлены на голову. В то же время слабодислоцированные отложения этой толщи (до 20°) встречаются редко.

Возраст рассмотренных отложений определен как верхний девон-нижний карбон на основании единичных палинологических анализов, результаты которых опубликованы ранее [Мирчинк, и др., 1963]. В последнее время палинологические исследования образцов керна из структурно-поисковой скважины Успенской площади (Южно-Ставропольский вал), проведенные в Ростовском государственном университете А.И. Егоровым и М.Н. Егоровой, подтвердили сделанные ранее выводы о среднепалеозойском возрасте пород по Невинномысской и Александровской площадям, образцы из которых ранее исследовались С.Н. Наумовой, М.Ф. Жарковой и Е.М. Андреевой [Мирчинк и др., 1963].

А.И. Егоров и М.Н. Егорова подвергли палинологическому анализу образцы керна из скв. 360 Успенской площади в интервале 2271,6–2308,5 м. Из многочисленных определений большого количества выделенных спор преобладают виды, свойственные нижнему карбону и частично верхним горизонтам фаменского яруса. Из них наиболее характерны следующие виды: *Reticularites lepidophytus*, *Punctatisporites minutus*, *P. limbatus*, *Schopfites augustus*, *Cyclogranisporites commodus*. Учитывая довольно представительный палинологический материал, авторы определений считают, что возраст отложений может быть турнейским, что близко к ранее сделанным заключениям по другим площадям.

Более древний возраст отложений фундамента обнаружен в Южно-Леушковской скв. 2 в северной части Западного Предкавказья [Любофеев, Дьяконов, 1970], где в призабойной части вскрыты серые и серо-зеленые катаклазированные и милонитизированные слюдистые сланцы с порфиробластами

кварца, абсолютный возраст которых составляет 434-470 млн. лет, что соответствует низам силура-ордовику (данные Г.П. Багдасаряна, Институт геологических наук АН АрмССР). Однако петрографическая характеристика этих отложений, катализ и милонитизация позволяют сопоставлять их с более древними отложениями Центрального Кавказа, возможно с чегемской свитой верхнего протерозоя. Отметим также, что отложения ордовика в Центральном Кавказе достоверно неизвестны. Таким образом, вопрос о возрасте этих отложений до сих пор не совсем ясен.

На севере Центрального Предкавказья фундамент сложен в основном мощными сланцевыми толщами серicitового состава с примесью углистого, кварцевого, хлоритового, карбонатного вещества, значительно пиритизированными; дислоцированность сланцев достигает $60-70^{\circ}$. Они прорваны жильными породами с порфировой структурой. Плотность их составляет $2,7-2,8 \text{ г}/\text{см}^3$.

Близкие по составу породы, иногда обогащенные песчано-алевритовым материалом, вскрыты в пределах других многочисленных площадей Центрального и Восточного Предкавказья. В Центральном Предкавказье они обнаружены как в пределах Ставропольского свода, так и во впадинах и прогибах. В Восточном Предкавказье сланцевые толщи прослежены скважинами несколько севернее широтного течения р. Тerek (Орта-Тюбинская скв. 1 и др.). На востоке они прослежены почти до западного берега Каспия (Северная Кочубеевская скв. 2). Их широкое развитие в пределах значительной части Предкавказья не вызывает сомнений.

Стратиграфическое положение преимущественно сланцевых отложений Предкавказья еще далеко не выяснено. Однако приведенные данные, как и ранее опубликованные материалы, указывают на среднепалеозойский (верхний девон-нижний карбон) возраст этих отложений. В тектоническом отношении они фиксируют судетскую fazu складчатости (ранние герциниды), хорошо выраженную и в других областях проявления герцинского тектогенеза.

В северной части Предкавказской плиты (севернее зоны Манычских прогибов) располагается обширная территория кряжа Карпинского. Ее фундамент сложен слабо метаморфизованными, дислоцированными отложениями верхнего палеозоя донбасского типа. Однако фациально эти отложения несколько отличаются от известных разрезов каменноугольных отложений Донецкого бассейна. Донбасские фации протягиваются к востоку в основном до р. Дон и во всяком случае не далее железной дороги Тихорецк-Волгоград. На этом уровне происходит фациальное изменение донецкого разреза - теряется угленосность, почти исчезают из разреза известняки, разрез становится более глинистым и монотонным. Четкой ритмичности, характерной для Донбасса, здесь не наблюдается.

Одной из первых скважин, где были вскрыты на значительную глубину (560 м) и детально изучены отложения, слагающие фундамент кряжа Карпинского, послужила Джанайская опорная скважина, пробуренная в восточной части

кряжа, недалеко от побережья Каспия у железнодорожной станции Улан-Холл. Описание этих отложений выполнено М.А. Ясеневой в 1956 г. Определение микрофауны проведено Г.Д. Киреевой, которая на основании комплекса фораминифер датирует возраст этих отложений верхнекаменноугольно-нижнепермским, соответствующим свите медистых песчаников Донбасса [Ясенева, 1956].

Не повторяя описания этих отложений, отметим только, что они сложены песчано-алевролитовыми и сланцевыми породами темно-серых, черных, серых и местами коричневато-вишневых оттенков серицит-кремнисто-углистых, серицит-карbonатно-кремнистых и других разновидностей. Песчаники и алевролиты плотные, трещиноватые, кварц-полевошпатовые с обломками эфузивных, карбонатных и кремнистых пород. Зерна кварца подверглись значительной регенерации и разрастанию вплоть до новообразований неправильной лапчатой формы. Это указывает на развивающиеся процессы начального метасоматоза, приводящего к перераспределению кремнезема и других компонентов; отложения часто пересекаются трещинами, выполненными кварцем и кальцитом. Цемент песчаников и алевролитов глинисто-слюдистый и карбонатно-глинистый. Дислоцированность этих отложений составляет 40-70°.

Породы, подобные описанным, встречаются в многочисленных скважинах (не менее 250) на всей территории кряжа Карпинского, но фаунистические определения единичны. Помимо Джанайской опорной скважины они известны в скв. 12 Ики-Бурульской площади (интервал 1622,9-1626 м), где обнаружен мелкозернистый известняк с обломочным детритом, в котором преобладают перекристаллизованные обломки створок пелеципод, гастропод, а также обломки остракод, а иногда и целые их раковины. Фораминиферы встречаются в виде редких экземпляров, за исключением представителей рода *Tuveritina*. Среди прочих фораминифер определены *Globivalvulina cf. bulloides* Br., *Nodosaria* sp., *Geinitzina cf. postcarbonica* Spand. и др. (определения Г.Д. Киреевой). Возраст вмещающих отложений она датирует как нижнепермский. Имеется еще несколько разрозненных фаунистических и палинологических определений, показывающих верхнепалеозойский возраст вскрываемых отложений фундамента кряжа Карпинского.

Анализ имеющегося материала по палеозойским отложениям Донбасса, кряжа Карпинского и его северных окраин указывает на то, что основные складчатые движения этой области проявлялись во второй половине раннепермского времени на границе с поздней пермью и относятся к заальской тектонической фазе.

Верхнепалеозойские отложения вскрываются и на юге Предкавказья, в пределах Южно-Ставропольского синклиниория. Они известны по ряду скважин в районе г. Армавира (Армавирская, Александровская, Подгорненская, Кумская и другие площади), где они представлены в основном сероцветными, иногда буроватыми мелкогалечниковыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, глинистыми алевролитами,

аргиллитами и глинистыми сланцами. Метаморфизм этих пород очень слаб и, видимо, приурочен к сравнительно узким тектоническим зонам - тектоническим клиньям, выполненным верхнепалеозойскими отложениями. На остальной территории в пределах синклиниория верхнепалеозойские отложения подверглись, скорее, процессам глубокого диагенеза, чем региональному метаморфизму.

Какие-либо достоверные органические остатки в этих отложениях не обнаружены. Их отнесение к верхнему палеозою производится по литолого-петрографическим особенностям, сопоставлению с одновозрастными отложениями Центрального Кавказа и ряду общегеологических соображений.

Дислоцированность верхнепалеозойских отложений Южно-Ставропольского синклиниория различна и составляет в основном $30-50^{\circ}$. Местами, особенно на западе рассматриваемой территории, в районе г. Армавира встречаются и слабодислоцированные отложения. Плотности пород довольно постоянны и колеблются в пределах $2,65-2,7 \text{ г}/\text{см}^3$.

Присутствие складчатых верхнепалеозойских отложений весьма вероятно под триасовым прогибом Северо-Западного Предкавказья (Каневско-Березанским валом) и его западным продолжением - в северной части Азовского моря и Степного Крыма [Летавин, Редичкин, 1962; Летавин и др., 1964].

В северо-западной части Предкавказья в пределах Азовского выступа Украинского щита развиты метаморфизованные породы типа кварцита-сланцев, кварцитовидных песчаников и филлитов. Их распространение связано в основном с северной и юго-восточной частями выступа, где они вскрываются многочисленными скважинами [Мирчинк и др., 1962]. По ряду петрографических и минералогических признаков эти отложения относятся к саксаганской серии раннего протерозоя. Определение же абсолютного возраста [Лебедько, 1966] в 1740-1480 млн. лет указывает, скорее, на верхнепротерозойский возраст. В этом случае они могут сопоставляться с овручской серией или иотием Балтийского щита. Вопрос о возрасте этих отложений остается открытым, однако их допалеозойский возраст сомнений не вызывает.

Магматические породы палеозойского возраста имеют подчиненное значение в строении фундамента Предкавказья, за исключением самой южной части, где они прорывают байкальский складчатый комплекс и имеют широкое развитие.

В пределах северной моноклинали Центрального Кавказа от р. Белой на западе до р. Баксана на востоке распространены многочисленные гранитные интрузии, которые прорывают более древние отложения. В естественных обнажениях они выходят на поверхность в районе г. Кисловодска, по рекам Малке, Эшкакону и др. Эти красные "северные" граниты характерны присутствием микроклина и других калиевых полевых шпатов. Их абсолютный возраст колеблется в пределах 250-300 млн. лет, что соответствует позднему карбону - ранней перми [Афанасьев, 1967]. Аналогичны по возрасту граниты Даховского массива и мел-

ких плутонов на р. Белой. В пределах северной моноклинали микроклиновые граниты вскрыты значительным количеством скважин.

Так, на Великой площади в скв. 8 (интервал 3762-3700 м) известны розовые микроклиновые граниты. Аналогичные по составу породы вскрыты на Майкопской площади в скв. 20 (интервал 3325-3385 м) и в скв. 45 (интервал 3030-3080 м), на Урупской и Удобрненской площадях в скважинах К-105, К-107, К-109, К-113, К-115, К-119; на Тульской площади в скв. 30, на Дагестано-Ширванской площади в скв. 935, 955, 980, 985 и 990. Далее к востоку они вскрываются на Фроловском (скв. 1, 3, 4) и Черкесском (скв. 1, 6) поднятиях.

Абсолютный возраст гранитов из Фроловских и Черкесских скважин составляет 303-310 млн. лет. Из скв. 985 Дагестано-Ширванской площади абсолютный возраст гранита по полевым шпатам определен в 260-280 млн. лет, а по сильно гидротизированному биотиту из той же пробы - 286 и 302 млн. лет. По геологическим соображениям и большинству показаний возраст этих гранитоидов определяется как верхнепалеозойский (поздний карбон-ранняя пермь). Абсолютный возраст гранитов Даховского массива составляет около 275 млн. лет.

Кроме того, близкие по составу граниты вскрыты в восточной части северной моноклинали в районе городов Кисловодск, Ессентуки, Пятигорск многочисленными гидрологическими и мелкими поисковыми скважинами. Глубокими скважинами эти породы вскрыты здесь только в одном пункте (Лысогорская площадь, скв. 1).

За пределами северной моноклинали Центрального Кавказа граниты вскрыты на Зольской площади в скв. 1 и 2 и на площади Церик-Гель в скв. 1.

Широкое развитие верхнепалеозойских гранитов в пределах зоны байкальского орогенеза установлено многочисленными геологическими наблюдениями и сомнений не вызывает.

Севернее рассматриваемой зоны, в пределах равнинной части Предкавказья интрузивные породы вскрыты на ряде площадей.

В Западном Предкавказье гранитоидные породы известны на Соколовской площади в скважинах 2, 3, 4, 6, 7, 20. Это розоватые и серые неравномернозернистые роговообманково-биотитовые гранодиориты. Близкие породы вскрыты на Южно-Соколовской площади в скв. 2 и 5, а также на Отрадно-Кубанской площади - в скв. 1-4. Серый гранит обнаружен в скв. 5 Ловлинской площади.

В Западном Предкавказье гранитоидные интрузии приурочены к сравнительно узкой зоне, расположенной на продолжении Южно-Ставропольского синклиниория.

В Центральном Предкавказье гранитоидные породы вскрыты скважинами на юге в пределах отмеченного выше синклиниория на площадях: Николаевской - в скв. 4, Первомайской - в скв. 1, 2, Кочубеевской - в скв. 2, Надзорненской - в скв. 1, 2, 12, 15-17 и 24, Барсуковской - в

скв. 4 и Польской - в скв. 1. Это в основном розовые и серые роговообманково-биотитовые диориты и гранодиориты, близкие по составу к описанным выше гранитоидам Западного Предкавказья.

В восточной части этой зоны в Северо-Нагутской скв. 5 и в Нагутской опорной скважине интрузивные породы представлены гранит-порфирами и кварцевыми порфирами розовых, красноватых и серых оттенков, а также биотит-плагиоклазовыми гранитами.

В северной части Центрального Предкавказья гранитоидные породы вскрыты на Привольненской (скв. 3), Родниковской (скв. 64), Ульяновской (скважины 2,5), Тугулукской (скв. 3), Восточно-Джалгинской (скв. 1) и Чограйской (Калмыцкой; скв. 2) площадях.

За исключением Тугулукской площади, расположенной в центральной части Предкавказья, остальные гранитоиды тяготеют к северной. По составу Привольненские и Родниковские породы близки к биотит-роговообманковым гранодиоритам, а остальные - к биотит-плагиоклазовым гранитам. Микролегматитовые граниты вскрываются в Восточно-Джалгинской скв. 1.

В Восточном Предкавказье гранитоидные породы представлены в основном роговообманково-ортоклазовыми гранитами, вскрытыми глубокими скважинами на площадях Копиевской (скв. 4), Стальской (скв. 3), Кумбаторской (скв. 1), Южно-Буйнакской (скважины 1 и 2), Русский хутор (центральный; скв. 91) и на других площадях.

Абсолютный возраст гранитоидных пород, вскрытых на территории Предкавказья, определялся неоднократно. Так, абсолютный возраст по биотиту гранодиорита из скв. 2 Соколовской площади составляет 250 ± 15 млн. лет (данные лаборатории Института геологии АН ГССР, руководитель М.М. Рубинштейн). На Надзорненской площади определялся возраст гранита из скв. 12, который, по данным С.С. Сардарова (Дагестанский филиал АН СССР), составляет 280-320 млн. лет. Поскольку надзорненские граниты прорывают среднепалеозойские (верхнедевонско-нижнекаменноугольные) отложения, причем четко видны контактные изменения вмещающих сланцев, то возраст гранитов, скорее всего, верхнепалеозойский, что не противоречит приведенным выше данным. Возраст гранитоидов Родниковской площади из скв. 64 составляет 270-275 млн. лет (определение лаборатории Всесоюзного геологического института по образцам А.Я. Дубинского). На Копиевской площади в скв. 4 абсолютный возраст гранитов, по С.С. Сардарову, составил 180 млн. лет.

Этот возраст (триас-лейас) явно завышен. В этой связи следует указать, что, по геологическим данным, гранитоидные интрузии на территории Предкавказья нигде не прорывают не только триасовые, но и верхнепермские отложения.

Широким развитием пользуются гранитоидные породы в фундаменте Азовского выступа [Мирчинк и др., 1962]. Здесь они вскрываются многочисленными скважинами в центральной

части выступа. Различаются в основном три разновидности: гранито-гнейсы, микроклиновые и биотит-плагиоклазовые граниты. Возраст всех пород определяется косвенным путем как раннеархейский, а сами породы сопоставляются с днепровским комплексом гнейсов и плагиоклазовых гранитов. Определения абсолютного возраста микроклинового гранита из скв. 60 Кагальницкой площади показали 1390 млн. лет, т.е. этот гранит может сопоставляться с наиболее молодыми гранитоидами Восточного Приазовья.

Хотя рассматриваемая территория и не входит в состав фундамента молодой платформы, а относится к Украинскому щиту, развитые здесь интрузивные породы представляют определенный интерес для понимания истории развития прилегающих частей палеозойской геосинклинали.

ГЛАВА IV

СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Геосинклинальные отложения палеозоя, слагающие фундамент платформенной части запада Средней Азии (Туранской плиты), изучены в основном только по керновому материалу. В ее обрамлении эти отложения выведены на дневную поверхность и сравнительно хорошо изучены в пределах Красноводского полуострова, Туаркыра, западных частей Тянь-Шаня, Центральных Кызылкумов, на Южном Урале и в других местах. Учитывая это, вначале дается описание геологического строения геосинклинальных пород обрамления Туранской плиты, а затем ее фундамента.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ПОРОДЫ В ОБРАМЛЕНИИ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

Фундамент запада Средней Азии, как и в Предкавказье, почти целиком погребен под тафрогенными и платформенными отложениями и выходит на поверхность только в отдельных изолированных местах. Небольшие выходы осадочно-метаморфических и магматических палеозойских пород известны в осевой зоне Туаркырской антиклинали [Наливкин, Луппов, 1936], а магматические породы, кроме Туаркыра, известны в районе г. Красноводска и в западной части Большого Балхана.

Осадочно-метаморфические отложения среднего (?) палеозоя образуют небольшие выходы, которые приурочены к осевой части размытого ядра Туаркырской антиклинали¹. Они представлены сероцветной толщей различных глинистых сланцев, окремнелых глинистых известняков, кремнистых сланцев, иногда с небольшими прослоями сильно измененных кварцитов. Эти породы рассечены многочисленными трещинами, выполненными кварцем, кальцитом и бурыми окислами железа. В сланцах обнаружены отдельные радиолярии, не имеющие стратиграфического значения.

Кроме того, обломки метаморфических и магматических пород содержатся в гальках конгломератов пермо-триасовых отложений, контактирующих по разлому с палеозойскими отложениями центральной части Туаркырской антиклинали. Состав этих галек значительно разнообразнее описанных коренных выходов. Здесь наряду со сланцами и кремнистыми породами встречены кварциты, песчаники, известняки, а из магматических пород — кислые и средние интрузивные образования и их эффузивные аналоги. В гальках конгломер-

ратов был определен комплекс брахиопод [Наливкин, Луппов, 1936], указывающий на верхнесилурийский возраст. Кроме того, некоторые исследователи [Вистелиус и др., 1953] указывают на присутствие в гальках известняка девонской фауны. Поскольку толща палеозойских пород, обнажающаяся в ядре Туаркырской антиклинали, немая, то фауна, найденная в гальке, позволяет условно считать весь комплекс пород, лежащих ниже красноцветных пермо-триасовых отложений, среднепалеозойским (?).

Выходы магматических пород Западной Туркмении известны на трех отдельных участках, где они обнажаются на сравнительно небольших площадях. Это Кубадаг (район г. Красноводска), Большой Балхан и Туаркыр.

В районе г. Красноводска магматические породы образуют довольно обширные выходы и изучены наиболее детально. Среди интрузивных образований здесь выделяются породы двух типов: глубинные интрузии, представленные породами гранитоидного и диоритового ряда и габброидами, а также гипабиссальные образования - лейкократовые граниты и гранодиориты. Детально изучавшая эти породы Е.А. Худобина [1961] выделяет здесь кристаллические породы, связанные с шестью фазами интрузивной деятельности. Определение абсолютного возраста этих пород указывает на их весьма большой временной диапазон, охватывающий весь палеозой от кембрия до перми. Внедрение интрузий, видимо, происходит в раннем, среднем и позднем палеозое. Верхнепалеозойские граниты, по-видимому, выходят в западной части Большого Балхана. Возраст габброидных пород осевой зоны Туаркыра устанавливается косвенным путем. Они явно прорывают среднепалеозойские (?) отложения Туаркыра, но нигде не внедряются и имеют тектонические контакты с красноцветными отложениями пермо-триаса.

Эффузивная деятельность на территории Западной Туркмении в палеозойское время также была весьма интенсивной. Здесь выделяются четыре фазы эффузивного магматизма; каждая характеризуется преобладающим типом эффузивных образований [Худобина, 1961].

Перечисленными весьма немногочисленными данными ограничиваются прямые геологические наблюдения, связанные со строением, литологической характеристикой и другими факторами, относящимися к фундаменту западной части Средней Азии.

Однако по периферии рассматриваемой территории в западных частях Тянь-Шаня и в Центральных Кызылкумах дислокированные и в различной степени метаморфизованные породы складчатого основания выходят на поверхность и хорошо изучены.

Менее всего развиты на поверхности наиболее древние отложения, образование которых может относиться к байкальскому тектоническому этапу. Большинство исследователей относит их к допалеозойским или раннепалеозойским образованиям. Такие древние отложения встречены в Южной Фергане и Алае (Канская серия), Северном Нуратау (маджерумская свита), Зеравшанском и Гиссарском хребте (ягноб-

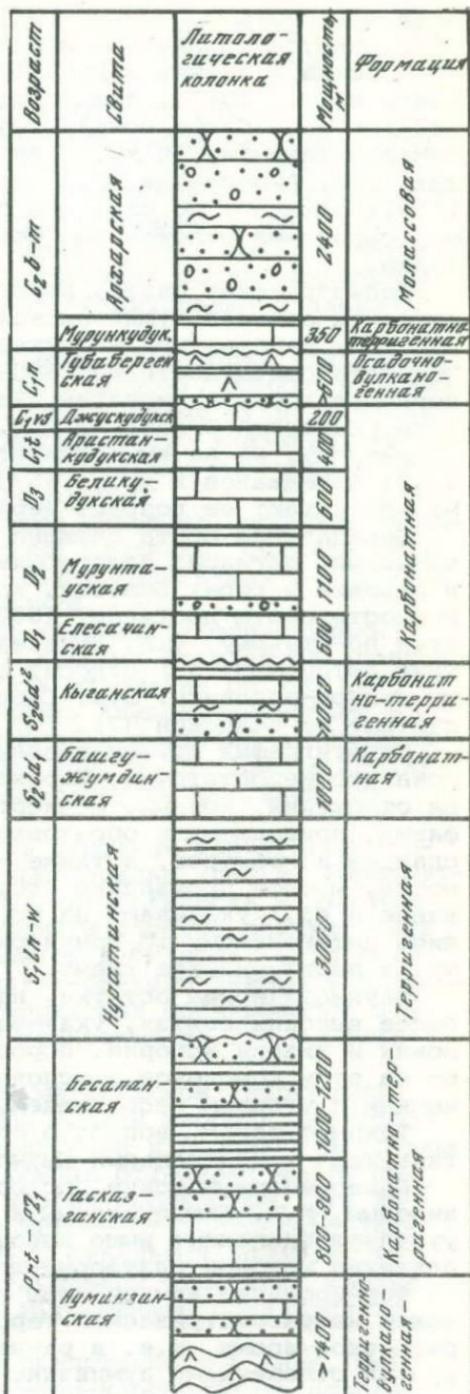
Рис. 10. Сводная схематическая стратиграфическая колонка допалеозойских и палеозойских геосинклинальных отложений Центральных Кызылкумов

Условные обозначения см. на рис. 7

ская свита), Восточном Алае (терекдаванские сланцы) и Северо-Восточной Фергане (майлисуйская свита). К древним отложениям относятся отложения, слагающие Южно-Гиссарский, Гармский и Сулутерекский массивы, ограничивающие с юга палеозойскую геосинклиналь Южного Тянь-Шаня [Поршняков, 1973]. Они представлены гнейсами, различными кристаллическими, слюдистыми, хлоритовыми и другими сланцами, кварцитами, мраморами и т.д. В верхах этих пород, достигающих мощности свыше 5-6 км, встречаются споры, на основании которых возраст определяется как ранний кембрий - поздний протерозой.

В пределах Центральных Кызылкумов байкалиды известны в ряде мест. К этому тектоническому комплексу относятся отложения ауминзинской, тасказганской, бесапанской, кокпатауской, кумбулатской и других свит (рис. 10).

Для разреза наиболее древней ауминзинской свиты характерно чередование различных по простиранию и мощности пачек кристаллических сланцев, кварцитов, известняков, амфиболитов, метаморфизованных до зеленокаменной и амфиболитовой фации [Лихачев и др., 1963]. Видимая



мощность свиты достигает 1400 м. Возраст слагающих ее пород определяется различными исследователями по-разному: нижнепалеозойский [Лихачев и др., 1963], докембрийский [Ахмеджанов и др., 1967], среднерифейский [Сабдошев, Усманов, 1971] и т.д. Свита обнажается в горах Ауминзатау, Джетынтау, Тамдытау, в хр. Северный Нуратау и в других местах. М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов и И.А. Фузайлов [1967] отмечают ее сходство с рифейскими метаморфическими осадочными отложениями Северного Тянь-Шаня и Южного Урала.

Тасказганская свита, залегающая согласно на кристаллических сланцах ауминзинской свиты, представлена двумя пачками: карбонатной - нижней и кварцитовой - верхней. Мощность свиты достигает 800-900 м. Свита развита в основном в горах Ауминзатау, Бельтау, Джетынтау, Тамдытау, в хр. Северный Нуратау и т.д. Возраст свиты определяется по-разному, но не выше нижнего палеозоя [Лихачев и др., 1963; Ахмеджанов и др., 1967]. Ш.Ш. Сабдошев и Р.Р. Усманов считают ее возраст верхнерифейско-вендским.

Бесапанская свита сложена в основном сланцами и песчаниками, согласно залегающими на тасказганской свите, и развита в горах Бельтау, Карагатау, Ауминзатау и др. Мощность свиты достигает 1000-1200 м. Ее возраст датируется по-разному. Ю.А. Лихачев в совместной работе с другими авторами [1963] относит ее к предполагаемому нижнему силуру-ордовику. Ш.Ш. Сабдошев и Р.Р. Усманов [1971] считают ее вендской (?).

Стратиграфия других древних свит также разработана пока что недостаточно. Характерные особенности слагающих их отложений, которые подверглись значительному метаморфизму, приведшему к образованию амфиболитов, зеленых сланцев и мраморов, а также их значительная дислоцированность, мощное проявление вторичных процессов (окварцевание и др.) указывают на то, что эти отложения подверглись интенсивному тектоническому воздействию, по-видимому, в досибирском времени.

Фаунистические остатки, найденные в тасказгансской и более высоких свитах, указывают на средний-верхний ордовик и нижний кембрий. Породы среднего палеозоя залегают на этом комплексе в основном с крупным стратиграфическим и угловым несогласием.

Таким образом, вопрос о байкальском основании Южного Тянь-Шаня и Центральных Кызылкумов не вызывает сомнения.

Палеогеографические построения, выполненные А.А. Архиповым, М.А. Ахмеджановым и О.М. Борисовым [1969], уточняют сделанные выше выводы об истории дагерцинского развития молодой платформы юга СССР.

Формирование земной коры континентального типа произошло на рассматриваемой территории, вероятно, в среднерифейское время, т.е. в раннебайкальскую эпоху, и фиксируется отложениями ауминзинской и других свит.

Отложения,形成的авшиеся в позднебайкальскую эпоху (поздний рифей, венд и ранний палеозой), представлены в основном слюдисто-кварцевыми песчаниками, алевролитами,

сланцами и в меньшей мере карбонатными и вулканогенными породами. В этом отношении они походят на отложения древних свит (чегемской и хасаутской) Северной моноклинали Центрального Кавказа.

Однако к выводу А.А. Архипова и двух других авторов [1969] о распространении в вендское время на территории Средней Азии платформенного режима следует относиться с осторожностью. Скорее всего, тектонический режим позднебайкальской эпохи не был платформенным. Вероятнее, это был геосинклинальный режим. О своеобразии древних геосинклинальных режимов и особенно условиях осадконакопления древних эпох имеются достаточно убедительные указания [Салоп, 1973].

Герцинский этап рассматриваемой территории начинается в основном со среднего палеозоя (силура), однако в отдельных местах не исключено отнесение к этому этапу и более древних нижнепалеозойских отложений. Это указывает на то, что заложение отдельных геосинклинальных прогибов ранних герцинид происходило неодновременно.

Отложения среднего и верхнего палеозоя, которые составляют герцинский геосинклинальный комплекс, обнажаются в Южном Тянь-Шане, Алае, Центральных Кызылкумах и в других местах обрамления Туранской плиты.

Низы герцинского комплекса начинаются флишоидными отложениями нижнего силура, в которых выделяется лландоверский и венлокский ярусы. Эти отложения обычно представлены грaptолитовыми сланцами, кварцito-сланцами и песчаниками. Их наибольшие мощности выявлены в Зеравшанском хребте, где они достигают 3000 м. В горах Букантау эти отложения представлены более грубым составом, их мощность - около 500 м.

Верхний силур представлен в основном терригенно-карбонатными отложениями мощностью порядка 2000 м. Выделяется в основном лудловский ярус. Литологически - это мраморизованные известняки и доломиты с резко подчиненными прослоями песчаников, алевролитов и сланцев. В то же время на границе позднего силура-раннего девона в отдельных частях рассматриваемой территории формировался осадочно-вулканогенный комплекс мощностью до 700 м [Лихачев и др., 1963].

Девонские отложения на рассматриваемой территории представлены в основном мощной толщей карбонатных пород мощностью 2000 м и более. Известняки и доломиты массивные и плитчатые, обычно серых и темных оттенков, часто битуминозные, брекчированные, иногда кремнистые. Эти известняки развиты чрезвычайно широко от Восточного Алая до западной части Кызылкумов. В отдельных зонах Восточного Тянь-Шаня к девонским отложениям относятся мощные эффузивные толщи (более 2000 м), имеющие сравнительно локальное развитие.

Отложения нижнего карбона представлены в Алае, Южном Тянь-Шане и Кызылкумах терригенно-карбонатными породами: преимущественно серыми органогенными, пелитоморфными, кристаллическими и мраморизованными известняками,

а также песчаниками и сланцами. Мощность их в основном изменяется в пределах 500-1000 м.

Позднегерцинский этап начинается отложениями верхов нижнего карбона (намюр), средним и частично верхним карбоном. Осадочно-вулканогенный комплекс намюрского возраста мощностью свыше 600 м (тектоническое положение которого неясно), развитый на севере Букантау, представлен эфузивами основного состава, зелеными сланцами, линзами кремнистых пород и известняков. Они залегают с размывом (и конгломератами в основании) на отложениях нижнего силура и перекрываются с угловым несогласием терригенными породами архарской свиты среднего карбона [Лихачев и др., 1963]. Не исключено, что в целом эти отложения относятся к офиолитовому комплексу, фиксирующему начало нового тектонического этапа.

В Кызылкумах особенно широким развитием пользуются грубые терригенные отложения среднего-верхнего карбона, развитые в массивах Букантау, Тахтатау и в других местах и выделяемые в архарскую свиту, мощностью 2400 м.

Не менее широким развитием в герцинидах Тянь-Шаня и Кызылкумов пользуется карбонатно-терригенный тип отложений верхнего палеозоя, особенно среднего и частично верхнего карбона. Мощность этих отложений в отдельных разрезах к югу от Ферганы достигают 5000-7000 м. В Южно-Нуратинском хребте их мощность значительно меньше (около 200 м), а в Мурунтау и Северном Нуратау - 300-350 м. Терригенные породы в этих разрезах представлены в основном углисто-кремнистыми, хлорит-кремнистыми и другими сланцами и плотными, частично окремненными известняками. В горах Тамдытау, Кокпаратас, Актау и Кульджуктау мощность этих отложений колеблется от 100 до 300 м [Ахмеджанов и др., 1967].

Палеозойские отложения восточных обрамлений рассматриваемой территории имеют главные общие черты. Это в основном миогеосинклинальные отложения среднего палеозоя терригенно-карбонатного состава, сложно дислоцированные и метаморфизованные до степени мраморовидных и кристаллических известняков, кварцитов и кварцитовидных песчаников и различных сланцев. Метаморфизм и дислоцированность зависит от их приуроченности к той или иной тектонической зоне, но в общем увеличивается со стратиграфической глубиной.

Характер развития этой территории в раннем палеозое и в более ранние эпохи не совсем ясен из-за недостаточно уверененной стратификации отложений и сопоставления разрезов отдельных толщ.

В последнее время некоторые исследователи [Сабдушев, Усманов, 1971] по-иному, чем это делалось ранее, стратифицировали и сопоставили разрезы нижнего палеозоя, венда и рифея Кызылкумов и пришли к заключению об эвгеосинклинальном развитии ряда тектонических зон этого района вплоть до среднего палеозоя. Такая трактовка, основанная на идеях "Новой глобальной тектоники", для ряда тектонических зон (Северной Тамдытау и др.) вполне допустима,

хотя, по нашему мнению, нуждается в дальнейшем подтверждении.

Имеющийся в настоящее время материал указывает на то, что в верхнем палеозое происходило геологическое развитие, выразившееся, с одной стороны, в формировании флишевых прогибов, которые постепенно выклинивались в западном направлении и заполнялись как морскими, так и континентальными (вверх по разрезу) толщами. С другой стороны, в наиболее западных частях этой территории в предгорных прогибах и межгорных впадинах формировалась мощная толща грубых моласс (архарская свита), образованная в среднем и верхнем карбоне в наиболее приподнятой части герцинид Тянь-Шаня.

В пределах антиклинальных поднятий в позднепалеозойское время интенсивно проявлялся интрузивный магматизм главным образом гранитоидного типа.

Судя по имеющимся материалам, история геологического развития рассматриваемой территории представляется следующим образом.

В байкальский этап развития в рифей-вендинское время на рассматриваемой территории развивался эвгеосинклинальный режим, в течение которого на коре океанического типа накапливались мощные терригенно-вулканогенные толщи с вулканитами основного состава (ауминзинская свита Кызылкумов). Допалеозойские толщи Южного Тянь-Шаня и Алая указывают на возможность развития там миогеосинклинального режима. Мощная складчатость, которой завершился этот этап, прослеживается повсеместно.

Каледонский этап как тектонический, в котором пройден полный геосинклинальный цикл развития или хотя бы основные его фазы, не проявлялся. Видимо, здесь, как и в ряде других мест (Кавказ, Урал и др.), заложение герцинских геосинклинальных прогибов, т.е. начало герцинского этапа, относится к раннему палеозою, а возможно, и к верхнему венду.

В герцинский этап различные геоструктурные зоны тяньшанид развивались различно. В некоторых прогибах эвгеосинклинальный режим развивался с раннего палеозоя или конца венда. Это были внутренние эвгеосинклинальные прогибы, в которых накапливался мощный (3000-4000 м) комплекс терригенно-эффузивных пород. В пределах эвгеосинклинальных поднятий в это же время происходил размыв. Наступивший затем в начале верхнего силура миогеосинклинальный режим с мощным карбонатным осадконакоплением продолжается до раннего карбона, хотя в некоторых геосинклинальных прогибах в верхнем силуре и нижнем девоне еще проявлялся эвгеосинклинальный режим (балпантаяуская свита). В результате предшествующей структурной дифференциации преимущественно карбонатные отложения среднего палеозоя на антиклинальных поднятиях залегают с резким размывом и угловым несогласием на подстилающих отложениях рифей-венда, тогда как в прогибах, выполненных отложениями нижнего палеозоя, этот перерыв отсутствует [Сабдюшев, Усманов, 1971]. Это положение также указывает

на отсутствие здесь значительных каледонских движений.

В герцинский этап наиболее четко проявилась главная тектоническая фаза - судетская, приуроченная примерно к визейскому веку раннего карбона. Однако необходимо учитывать, что во времени и пространстве складчатость этой фазы мигрировала. Поэтому в различных структурных зонах это несогласие несколько отличается по времени проявления, но, как правило, не выходит за пределы одного-двух веков.

После судетской тектонической фазы в основном западная часть территории вступила в орогенный этап развития, который завершился в позднем карбоне, в результате которого были дислоцированы орогенные позднепалеозойские комплексы отложений. Характерно, что на рассматриваемой территории геосинклинальное развитие завершилось несколько ранее, чем на других территориях (Предкавказье и др.).

Таково в самых общих чертах геологическое строение и история развития палеозойских отложений, являющихся фундаментом для вышележащих, в основном платформенных, отложений Центральных Кызылкумов и в меньшей степени Западного Тянь-Шаня.

Несколько иным, переходным между палеозоем Центральных Кызылкумов и южноуральским палеозоем является разрез хр. Султануиздаг. Здесь также выделяются досреднепалеозойские отложения (султануиздагская свита видимой мощностью около 1400 м), представленные кварцитами, кремнистыми биотитовыми и двуслюдянными кристаллическими сланцами, гранито-гнейсами, очковыми гнейсами, прорванными гранитоидными интрузиями. Состав и значительный метаморфизм позволяют сопоставлять их с наиболее древними свитами Центральных Кызылкумов (таскаганской, бесапанской и др.) и относить к байкальскому комплексу основания герцинской геосинклиналии вендинского или нижнепалеозойского возраста [Шульц, 1972]. Но она близка также и к нижнему палеозою Мугоджар.

На отложениях султануиздагской свиты с размывом, но без заметного углового несогласия, залегают карбонатные, карбонатно-теригенные и вулканогенные породы, метаморфизованные до мраморов, кристаллических сланцев и амфиболитов. Их возраст устанавливается как нижне-среднедевонский; мощности достигают 4000-4500 м. Разрез девонских отложений довольно близок одновозрастному разрезу Центральных Кызылкумов, хотя эти породы Султануиздага подверглись большему метаморфизму по сравнению с более восточными районами. Разрезы и тектоника западной части Султануиздага (Шейхджелинский синклиниорий) более сходны с вулканогенными формациями и тектоникой Магнитогорского синклиниория. Аналоги кремнистых пород нижнего девона (джаманской свита) за пределами Султануиздага не известны.

К наиболее молодым палеозойским отложениям Султануиздага относится толща эффузивов среднего и основного состава, подвергшихся значительно меньшему метаморфизму,

чем подстилающие толщи. Эти отложения, выделенные в ашено-нантаускую свиту, залегают с размывом и угловым несогласием на известняках нижнего-среднего девона и условно отнесены к нижнекаменноугольным. С.С. Шульц (мл.) сопоставляет их с валерьяновской свитой визе-наммора Тургая и Северного Приаралья. Более молодые палеозойские отложения в пределах Султануиздага неизвестны.

Из магматических образований в хр. Султануиздаг выделяются серпентиниты, габроиды и перidotиты, а также близкие к ним породы условно среднепалеозойского возраста, гипабиссальные субвулканические комплексы габбро-диоритов и гранодиоритов среднего палеозоя и комплекс орогенных верхнепалеозойских гранитоидов.

Геологическое описание геосинклинальных палеозойских и более древних отложений Южного Урала приводится в самой краткой форме.

В Мугоджахах – наиболее южном выходе древних отложений уралид – развиты среднерифейские отложения южногоджарской серии, представленные амфиболитами, плагиогнейсами, аплитами, различными кварцитами, подвергшимися глубокому метаморфизму в амфиболитовой фации. Мощность этих отложений около 4000 м.

Выше согласно залегают верхнерифейские отложения талдыкской серии, представленные гнейсами, кристаллическими и другими сланцами, кварцитами различного состава. Мощность этих отложений не менее 1500 м.

Севернее (в Орь-Илекской зоне) отложения, относящиеся к среднему и верхнему рифею, представлены различными глубокометаморфизованными конгломератами, кварцитами, многочисленными разновидностями кристаллических сланцев и амфиболитами. Мощность этих отложений не менее 2500 м.

Выше залегают терригенно-вулканогенные глубокометаморфизованные отложения низов нижнего палеозоя (нижний и средний кембрий); их мощность 2000-4000 м.

Видимо, в среднем кембре заканчивается развитие байкальской эвгеосинклиналии Урала, поскольку выше лежащие отложения верхнего кембра залегают с резким угловым несогласием, представлены иным формационным составом и отличаются более слабым метаморфизмом.

Заложение герцинской геосинклиналии юга Урала произошло в раннем палеозое. Отложения верхнего кембра и ордовика представлены терригенно-вулканогенными отложениями. Это – различные песчаники, алевролиты, сланцы, переходящие вверх по разрезу в толщу переслаивания различных сланцев и туффитов со значительными по мощности пластами основных эффузивов. Метаморфизм этих отложений значительный (филлиты, серicit-хлоритовые сланцы). Мощность этих комплексов достигает 3000-4000 м.

Отложения среднего палеозоя залегают на подстилающих отложениях с размывом и угловым несогласием. Они представлены мощными толщами осадочных и осадочно-эффузивных пород на западе и преимущественно эффузивных в центре и на востоке Южного Урала. Так, только в Сакмарской зоне мощность осадочно-эффузивной толщи силура достигает 4000-

5000 м. В Зеленокаменной зоне толща метаморфизованных эффузивов среднего и основного состава имеет мощность более 2500 м.

Отложения девона и нижнего карбона также различны в формационном отношении в разных тектонических зонах Южного Урала. На западе (в Сакмарской зоне) девон начинается маломощными карбонатными или терригенно-эффузивными отложениями, которые вверх по разрезу переходят в вулканогенные толщи среднего девона мощностью до 400 м. Верхний девон и нижний карбон представлены преимущественно терригенными глинисто-песчаными, кремнисто-глинистыми, иногда карбонатными, местами битуминозными отложениями. Суммарная мощность этих отложений достигает 1500–2000 м.

В Зеленокаменной зоне нижний девон представлен вулканогенными породами различных типов мощностью 1500 м. Средний девон сложен уже осадочно-вулканогенными отложениями суммарной мощностью 1000–1300 м, а верхний девон – терригенно-карбонатными отложениями, мощности которых в наиболее полных разрезах достигают 900–1200 м.

В более восточных зонах карбонатно-терригенные, иногда грубые красноцветные отложения верхнего девона достигают 600 м мощности.

Отложения турнейского яруса нижнего карбона представлены в Зеленокаменной зоне карбонатно-терригенно-угленосным комплексом большой мощности (до 3000–3500 м). Визейский и намюрский ярусы представлены кремнистыми и глинистыми сланцами и известняками мощностью 300–350 м, а восточнее – пестрым набором терригенно-вулканогенных пород с подчиненными известняками общей мощностью 300–400 м.

В раннем карбоне произошла главная судетская фаза складчатости герцинского этапа, в результате которой южное окончание Урала резко дифференцировалось на структурные зоны и приобрело характер строения, близкий к современному.

Верхнепалеозойские отложения на Южном Урале развиты спорадически и часто залегают с конгломератами в основании. Средний карбон представлен в основном терригенными отложениями, реже карбонатами, мощностью 200–500 м.. Верхний карбон развит только на самом западе Южного Урала в Предуральском прогибе и Сакмарской зоне. Эти отложения представлены карбонатно-терригенным составом. Суммарная мощность отложений достигает 1500 м. Нижнепермские породы представлены грубой молассой в своей нижней части (сакмарский и артинский ярусы) мощностью около 2500 м и сульфатно-карбонатно-терригенными отложениями кунгура мощностью 1200–1400 м. Нижнепермскими отложениями заканчиваются орогенные формации герцинид Урала, хотя многие исследователи относят к орогенным формациям и отложения верхней перми и даже триаса. Вопрос о разграничении орогенных отложений от тафрогенных для западной периферии Южного Урала весьма сложен и еще не решен окончательно. Скорее всего, здесь не будет резкой границы между этими тектоническими комплексами.

В отношении основных тектонических циклов, проявившихся в пределах Южного Урала, у многочисленных исследователей нет полного единогласия. Многие [Пронин, 1969, а; Абдулин, 1973] выделяют здесь самостоятельный каледонский этап тектогенеза.

Приведенный материал дает возможность несколько по-иному рассматривать эту проблему и позволяет поднять верхнюю границу байкалид до конца кембрия, а ордовикское время считать началом развития герцинской геосинклиналии, в развитии которой имели место каледонские движения. Однако самостоятельного значения как тектонические движения, приведшие к стабилизации территории и превращению ее в платформу, они не имели.

Это же замечание относится к территории Центральных Кызылкумов и хр. Султануиздаг, где имеется аналогичная тектоническая ситуация.

Основные черты магматизма Южного Урала сводятся к тому, что в байкальский этап преобладал эфузивный магматизм ультраосновного состава. Только в конце байкальского орогенеза в раннем кембрии (?) наблюдается внедрение массивов гранитоидов различного состава, которые могут рассматриваться в качестве орогенных гранитоидов байкалид. В начале герцинского этапа вновь преобладает эфузивная деятельность основного типа. Только в нижнем-среднем девоне в отдельных структурных зонах развивалась габбро-плагиогранитовая формация с малыми плутонами гранитоидов, составляющих единую вулкано-плутоническую ассоциацию [Абдулин, 1973]. В последующее время до конца раннего карбона преобладает эфузивный тип магматизма, но со значительным преобладанием щелочных и кислых пород. Эта закономерность нарушается только в раннекаменноугольное время благодаря внедрению гипербазитов, связанных с разломами. С конца раннего карбона развивается гранитоидная орогенная формация, заканчивающая геосинклинальный магматизм этой территории.

Подводя итог описаниям отложений палеозоя и более древних пород, выходящих в основном в обрамлении Туранской плиты, можно сделать следующие основные выводы:

1) все допалеозойские, нижне- и среднепалеозойские и частично верхнепалеозойские отложения, выходящие на поверхность в Западном Тянь-Шане, Алее, Центральных Кызылкумах, Султануиздаге, Южном Урале, в Туаркыре и на Красноводском полуострове были отложениями геосинклинального типа;

2) в отложениях геосинклинального типа выделяются эв- и мицегеосинклинальные отложения в основном среднепалеозойского и более ранних возрастов;

3) верхнепалеозойские отложения представлены главным образом орогенными формациями, которые располагаются преимущественно по периферии более древних складчатых зон;

4) геосинклинальный эфузивный магматизм проявляется на всех стадиях развития герцинских и байкальских геосинклиналей, особенно интенсивно в эвгеосинклинальных зонах;

5) интрузивный магматизм в основном приурочивается к заключительной орогенной стадии байкальского этапа развития (ранний палеозой), к концу главной стадии герцинского цикла (конец среднего палеозоя) и к орогенному этапу герцинского цикла (в позднем палеозое);

6) геосинклинальное развитие складчатого палеозойского обрамления Туранской плиты заканчивается в основном в позднем палеозое и фиксируется как развитием молодых орогенных формаций, так и повсеместным распространением кислого интрузивного орогенного магматизма.

ПОРОДЫ ФУНДАМЕНТА ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

Изучением отложений, слагающих фундамент Туранской плиты, занимался В.С. Князев. Наиболее полное обобщение этих исследований дано в монографии "Фундамент, основные разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазоносностью" [Бакиров и др., 1970] и в докторской диссертации В.С. Князева "Фундамент и промежуточный комплекс Туранской плиты (состав, возраст, структура, история развития) в связи с проблемой нефтегазоносности", написанной в 1969 г. С меньшей детальностью вопросами состава и строения фундамента занимались Р.Г. Гарецкий и В.И. Шрайбман [1960], Р.Г. Гарецкий [1962], И.С. Вольковский и соавторы книги [1966], А.И. Летавин [1966] и др.

Поскольку в последнее время каких-либо принципиально новых данных о строении фундамента Туранской плиты не получено, нами кратко излагаются уже известные материалы с добавлением геологических материалов по скважинам, вскрывшим породы фундамента в последнее время и представляющим определенный интерес.

В пределах Северного Устюрта они вскрыты на следующих площадях: Кызылойской (скв. 1), Базайской (скважины 11, 16), Жумангульской (скв. 6), Сорбуланской (скв. 1) и Аккулковской (скв. 2). На Кызылойской и Сорбуланской площадях установлены углисто-серцит-хлоритовые сланцы от серых до черных оттенков, перемятые, разбитые трещинами (которые заполнены кальцитом и кварцем), переслаивающиеся с пироксеновыми порфиритами зеленоватых оттенков. Толща серпентинитов вскрыта на Жумангульской площади, на Аккулковской площади - метаморфизованные песчаники и гравелиты с пластами базальтов в нижней части разреза. Возраст пород точно не установлен. Они скорее всего могут сопоставляться с терригенно-эфузивными породами предположительно ордовикского возраста и со среднедевонскими змеевиками, вскрытыми в седловидной части Кокпектинской антиклинали [Гарецкий, Шрайбман, 1960].

Амфиболитовые сланцы и амфиболиты Базайской площади (скв. 16) относятся В.С. Князевым к докембрийским породам, которые прорываются верхнепалеозойскими орогенными гранитами (скв. 11).

В пределах осевой части Южно-Эмбенского поднятия в скважинах 4 и 7-Туресай и 10 и 11-Жанасу вскрыты дислоцированные терригенные породы, представленные чередующи-

мися глинисто-песчано-конгломератовыми отложениями с подчиненными прослойями известняков. Суммарные мощности вскрытых отложений, относимых по довольно многочисленным остаткам фауны и спорам к верхнему девону-нижнему карбону, составляют около 3000 м. Вся толща значительно дислоцирована. Углы падения составляют от 20 до 70°.

К северо-востоку от центральной части Южно-Эмбенского поднятия в зоне погружения под платформенный чехол западных структурных зон Урала геосинклинальный комплекс фундамента вскрыт многочисленными скважинами. Здесь присутствуют отложения весьма широкого стратиграфического диапазона от нижнего до верхнего палеозоя, в литологическом отношении представленные весьма разнообразным комплексом первично-осадочных и вулканогенных образований. Наиболее полно эти отложения описаны в монографии Р.Г. Гарецкого [1962].

В пределах Центрально-Устюртского поднятия и его северных склонов отложения палеозойского фундамента установлены на площадях Кохбахты (скважины 1, 2), Айбутир (скважины 93, 94, 95, 146 и 206), Курлук (скв. 2), Шорджа (скв. 49). Литологическая характеристика пород фундамента различна. Так, в скв. 1 на площади Кохбахты и в скв. 206 Айбутира вскрывается толща трещиновато-кавернозных мраморизованных доломитизированных известняков и доломитов, состоящих на 85% из кристаллического карбоната с примесью терригенного алевритового материала. Плотность этих пород составляет 2,68 г/см³, т.е. несколько пониженная, что может объясняться их трещиноватостью. В скважинах Кохбахты-2, Шорджа-49, и Айбутир-93, 94, 95 и 146 вскрыта терригенная, преимущественно сланцево-песчаная, толща, иногда с прослойми конгломератов. Среди песчаных разностей присутствуют прослои туфопесчаников кислого состава. На площади Курлук в скв. 2 встречены эфузивы основного состава (пироксеновые андезиты).

Возраст рассмотренных выше отложений точно не установлен, поскольку органические остатки в них не обнаружены. На основании литологической характеристики высказано мнение об их наиболее вероятном среднепалеозойском возрасте [Летавин, 1966]. Такого же мнения придерживается В.С. Князев, датируя возраст терригенной толщи верхнесилурийским, а карбонатной - девонским. В работе Р.Г. Гарецкого и трех его соавторов [1964] эти отложения отнесены к верхнему палеозою. Несколько восточнее, в пределах Ходжейлинского поднятия и Тахтакаирского вала (соответственно в скважинах 203 и 201), вскрыты черные аргиллиты и известковистые алевролиты, переходящие в сланцы и известняки. Эти отложения относятся к визейскому ярусу на основании палинологических определений [Амурский, 1968].

В пределах Актумсукской зоны поднятий Восточного Устюрта на Байтерекском валу в скв. 1, 2 и 2-п под юрскими отложениями залегают сероцветные углисто-карбонатно-кремнистые сланцы, алевролиты с карбонатным цементом, прослой метаморфизованных туффитов и мраморов с прожил-

ками карбоната и кварца. Единичные находки фораминифер в гальках покрывающих отложений указывают, по мнению Т.К. Замилацкой, на их верхнекарбоново-нижнепермский возраст. Дислоцированность этих пород достигает 50–70° [Карцева, Кирюхин, 1974].

Южнее Байтерека, на поднятии Сарытекиз скв. 1 вскрыты темно-серые углисто-карбонатно-кремнистые, кремнисто-слюдистые сланцы с прослойями крупнозернистых песчаников и карбонатных алевролитов. Дислоцированность пород достигает 45–50°. Эти отложения перекрываются бурыми неотсортированными вулканогенно-осадочными отложениями, возраст которых по фораминиферам определяется как гжельско-асельский.

В пределах Куаныш-Аламбекского вала на площади Каракудук скв. 1 под маломощными красноцветами пермо-триаса разбурены серые и розовые известняки, органогенно-обломочные, с многочисленными перекристаллизованными остатками фауны иглокожих, кораллов и фораминифер, которые указывают на верхнепалеозойский (не древнее намора) возраст отложений [Карцева, Кирюхин, 1974; Буш и др., 1975]. Мощность этих известняков составляет 150–200 м. Они частично перекристаллизованы до крупнокристаллических разностей, а также испытали дробление, на что указывает сетка кремнистых прожилок толщиной до 1 мм. Карбонатные породы вскрыты в пределах этого же вала в Восточно-Барсакельмезской скв. 1-ОП. Сероцветная дислоцированная сланцевая толща известна и на Аджебайской площади в скважинах 1 и 2.

Восточнее Куаныш-Аламбекского вала в пределах Судочьего прогиба на Приозерной площади скв. 2 вскрыты темно-серые карбонатные аргиллиты.

Возраст терригенных дислоцированных отложений на ряде площадей этого района древнее верхнепалеозойских известняков. Однако возрастная корреляция и структурное положение палеозойских отложений этой территории до сих пор не совсем ясна.

На Раушанской площади скв. 1, расположенной на юго-восточном борту Судочьего прогиба, вскрыты кварцевые порфиры, вероятно, верхнепалеозойского возраста. Южнее, на широте Султануиздага, на левобережье р. Амударьи, скв. 210 вскрыты лейкократовые микроклинизированные граниты, абсолютный возраст которых определен в 280 млн. лет. Аналогичные породы вскрыты скв. 119, приуроченной к западной периферии Султануиздага. Их возраст определен в 225 млн. лет. Скважина 117, находящаяся в этом же районе, вскрыла диориты и кварцевые диориты, абсолютный возраст которых также составляет 225 млн. лет.

Все интрузивные породы являются, скорее всего, орогенными гранитоидами заключительной позднепалеозойской фазы складчатости. В структурном отношении они могут быть приурочены к субмеридиональному палеозойскому поднятию.

На площади Хоскала в южной части Куаныш-Аламбекского вала скв. 1 вскрыты графит-хлорит-мусковитовые сланцы зеленоватых и темно-серых оттенков, тонкослоистые, состо-

ящие из чередования тонких кварцевых, хлорит-мусковитовых и графит-хлорит-мусковитовых прослоев. Породы значительно дислоцированы, перемяты, разбиты серией тонких трещин, заполненных карбонатом и кварцем. В.С. Князев датирует возраст этих пород как позднекембрийский без подразделений.

В пределах Сарыкамышской седловины на Курганской площади скв. 1 вскрыта серая кристаллическая порода порфировой структуры. По мнению В.С. Князева, это метаэффузив основного состава, превращенный в результате процессов метаморфизма в альбит-эпидот-биотит-хлорит-амфиболовый сланец. Амфибол составляет около 30% породы, относится к актинолит-тремолиту, частично хлоритизирован. Остальные компоненты породы представлены мелкими зернами, среди которых встречается сfen. Эти породы похожи на зеленокаменные сланцы на площадях Западного Узбекистана (Бухаро-Хивинская область), относимые к верхнему протерозою. Они претерпели региональный метаморфизм в фации зеленых сланцев и изменены контактным метаморфизмом прорывающих эту толщу верхнепалеозойских орогенных гранитов.

На Центрально-Сарыкамышском поднятии скв. 1-р вскрыты глинисто-карbonатно-углистые сланцы серых и темно-серых оттенков, рассеченные трещинами, которые заполнены в основном кальцитом. Из обломочных минералов встречаются зерна кварца и листочки хлорита. Местами наблюдается окремнение пород, видимо, за счет вторичной перекристаллизации. Из органических остатков содержатся измененные радиолярии и спикулы губок. Плотность пород составляет $2,51-2,64 \text{ г}/\text{см}^3$. Вскрытая мощность этих отложений около 25 м.

В Дарьялык-Дауданском прогибе на поднятии Курганчик скв. 4-р прошла по фундаменту около 430 м и вскрыла глинисто-карbonатную толщу, в которой встречаются прослои туффитов и окварцованных аркозовых песчаников. Породы рассечены многочисленными трещинами, выполненными кальцитом. Толщина трещин 2 мм. Дислоцированность отложений достигает 70° . В известняках обнаружены остатки фораминифер, спикулы губок и раковины брахиопод. Детально изучавшие эти отложения В.С. Князев и М.Н. Соловьева на основании многочисленных (главным образом микрофаунистических) остатков относят их к башкирскому ярусу среднего карбона [Князев и др., 1969].

На Койкырланском поднятии в северной части Центрально-Каракумского свода скв. 3-р пройдены черные углистоглинистые сланцы, состоящие из глинистых частиц, пелитовой углефицированной органики, тонкорассеянного пирита и мелких зерен кварца. Сланцы крепкие, слабометаморфизованные, дислоцированные под углом до 60° . Их плотность достигает $2,62 \text{ г}/\text{см}^3$. Возраст этих отложений предположительно среднекаменноугольный.

Кварцевые и кварц-хлоритовые сланцы, местами окремненные и обогащенные спикулами губок (выполненных халцедоном), вскрыты скв. 1-р на Нурумгурской площади, расположенной

женной севернее Койырланского поднятия; они, видимо, относятся по возрасту к среднекаменноугольным отложениям.

На Северо-Ачакской площади установлены граниты, видимо, среднепалеозойского возраста.

Южнее рассмотренных площадей в центральной части Центрально-Каракумского свода на Зеагли-Дарвазинском поднятии шестью скважинами (1, 2, 4, 6, 16, 17) вскрыты лейкократовые и микроклиновые граниты, абсолютный возраст которых соответственно составляет: 302 млн. лет в скв. 4; 330 млн. лет в скважинах 16 и 17 и 352-425 млн. лет в различных образцах скв. 2. Таким образом, большинство определений абсолютного возраста указывает на среднепалеозойский возраст гранитоидов, которые, вероятно, внедрились во вмещающие породы во время судетской фазы складчатости, повсеместно выделяющейся в качестве главной фазы герцинского орогенеза. Аналогичные граниты вскрыты в восточной части поднятия в скважинах 2 и 3 площади Шарлык, в скв. 310 площади Черкезли и в скв. 10 площади Курук.

В северной части Зеагли-Дарвазинского поднятия скважинами 3, 12, 13 вскрыты лавы и туфы кислого состава, а скв. 11 - андезитовые плагиоклазовые порфиры. Их абсолютный возраст составляет 255 (скв. 13) и 275 млн. лет (скв. 12). На южном склоне этого поднятия развиты в основном вулканогенно-осадочные отложения, а также интрузивные породы основного состава.

Так, на площади Модар скважинами 304-307 вскрыты метагаббро. Сланцы и песчаники известны по скважинам 1-3 площади Шарлык и в скв. 2, 7, 8 площади Коюн. Песчаники - разнозернистые, граувакковые. Сланцы в основном углисто-хлорито-кремнистые, часто кальцитизированные по трещинам. Некоторыми из перечисленных скважин одновременно вскрыты пироксеновые роговики (площадь Шарлык, скв. 3), фельзит-порфиры (площадь Шарлык, скв. 2, и площадь Коюн, скв. 6), порфириты в основном среднего состава, их лавы и туфы (площади Коюн, скв. 2-5, Атасары, скв. 2, Восточный Ербент, скв. 313, Карамая, скв. 1, и др.).

Абсолютный возраст эфузивов из скв. 2 площади Северный Ербент показал 290 млн. лет, а габбро - из скв. 37 площади Дарваза - 262 млн. лет. Все это указывает на активное проявление здесь верхнепалеозойского магматизма, связанного с заключительными fazами герцинского орогенеза.

Терригенные песчано-сланцевые отложения, слагающие фундамент Кумсебшенского поднятия, вскрыты скважинами Северный Дюзье 2, Аламанел 1 и Кумсебшен 2. В последней определен абсолютный возраст отложений, который составил 275 млн. лет.

В Аламанельской скв. 1 присутствуют в основном песчаники плотные, разнозернистые, полимиктовые, с кальцитовым скрытокристаллическим цементом. В Северном Дюзье (скв. 2) совместно с песчаниками и алевролитами встречается углисто-хлорит-серicitовый сланец. В Кумсебшенской скв. 2 совместно с разнозернистыми песчаниками и аргиллитами встречаются туфы кислого состава, кварцевые пор-

фиры и другие кислые эфузивные породы. Возраст этих отложений условно датируется как среднепалеозойский.

Отложения фундамента, подстилающие пермо-триасовые красноцветные породы (относимые нами к тафрогенному комплексу), вскрыты глубокими скважинами в бортовых частях Южно-Мангышлакского и Ассаке-Ауданского прогибов.

На северном борту Южно-Мангышлакского прогиба, на Жетыбай-Узенской ступени, отложения фундамента вскрыты скважинами Жетыбай 25 и Южный Жетыбай 4. Это сероцветные песчано-глинистые породы, в литологическом отношении резко отличающиеся от вышележащих, преимущественно красноцветных, пород пермо-триаса. Глинистые породы представлены аргиллитами и сланцами, темно-серыми, местами со значительной примесью пелитоморфного карбоната. Иногда появляются тонкие прослои глинистых доломитов. Алевролиты и песчаники плотные, сливные, разбиты трещинами, выполненные карбонатом, образованы из зерен кварца, полевых шпатов и обломков пород. Глинистое вещество, в том числе и цемент, состоит из хлорит-гидрослюдистой ассоциации. В верхней части разреза появляется каолинит, иногда в значительных количествах, особенно на контакте с пермо-триасом. Это положение может косвенно указывать на континентальный перерыв.

Литологическое изучение этих отложений указывает на то, что они подверглись процессам регионального метаморфизма. В целом эти отложения очень похожи на верхнепалеозойские (средне-верхнекарбоновые) породы, слагающие фундамент кряжа Карпинского. Отнесение их к каменноугольным отложениям (к среднему и верхнему карбону донбасского типа) наиболее вероятно. Сопоставлять же их с верхним карбоном, вскрытым Курганчикской скв. 4, нет никаких оснований, так же как нет оснований относить к пермо-триасу. Это совершенно новая толща, близкая по облику к отложениям фундамента, вскрываемым на Южном Устюрте и в других местах, хотя в возрастном отношении эти породы, вероятно, более молодые.

Органические остатки в фундаменте Жетыбай-Узенской ступени представлены единичными миоспорами плохой сохранности, среди которых определены *Vittatina* sp., *Punctatissporites* sp., *Platyssaccus* sp. Эти формы, по мнению производившей определение К.В. Виноградовой, имеют распространение в верхней перми и нижнем триасе и в этом случае являются вторичными, фиксируя время континентального перерыва.

На южном борту Южно-Мангышлакского прогиба на площади Оймаша (скв. 9) вскрытые отложения фундамента представлены черными пиритизированными глинисто-алевритовыми сланцами, рассечеными густой сетью трещин, заполненных карбонатным материалом. Ниже этой толщи вскрываются светло-серые граниты, скорее всего, верхнепалеозойского возраста.

В южной части Карабогазского свода скважинами установлены кристаллические и метаморфические породы, слага-

ющие его фундамент. Наиболее широко здесь развиты гранитоидные породы, представленные микроклин-плагиоклазовыми и микроклиновыми гранитами, вскрытыми скважинами 159 и 161 на площади Омчалы, скв. 179 на площади Дарджа и скв. 1 на площади Аджигир.

В скв. 1 на площади Карши они имеют более основной состав и представлены биотит-рогоовообманковыми гранодиоритами. Плагиоклазовые (дацитовые) фельзит-порфиры и обломки эпидотовой породы обнаружены в шламе скв. 2 той же площади. Скважиной 3 Карши разбурены амфиболитовые сланцы – первично эфузивно-осадочные породы, превратившиеся в сланцы в результате процессов метаморфизма [Князев и др., 1963].

В северной части Карабогазского свода на площади Южный Аламурин скв. 1 вскрыты отложения фундамента двух типов. В верхней части распространены черные графитисто-микрослюдисто-кварцевые филлиты, которые вниз переходят в хлорит-микрослюдисто-кварцевые, кварц-хлорит-мусковит-биотитовые филлиты и кварц-альбит-хлорит-актинолитовые роговики. Нижняя часть разреза фундамента представлена лейкократовыми серыми гранитами, катаклизованными в верхней части. Скважиной 2 на той же площади вскрыты серые биотит-мусковит-кварц-хлоритовые филлиты, аналогичные филлитам скв. 1.

На площади Джанаорпа (скв. 4) в верхней части разреза вскрыт метаморфизованный эфузив основного или среднего состава, а в нижней части – мусковит-серийт-кварцевый сланец.

Описанные выше осадочные породы испытали сильный метаморфизм в биотит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев и относятся, видимо, к верхнепротерозайско-нижнепалеозойским отложениям [Князев и др., 1970], претерпевшим региональный метаморфизм в течение байкальского тектонического этапа.

Воздействие более поздних гранитоидов на эти вмещающие древние породы выразилось в появлении узловатых структур, хлоритизации биотита и т.д.

На площади Акпар скв. 1, по данным П.Н. Куприна [1974], вскрыты биотитовые дацит-порфиры.

Абсолютный возраст вскрытых скважинами интрузивных пород Карабогазского свода датируется (млн. лет) следующим образом: Карши, скв. 1 – 302–440; Омчалы, скв. 161 – 295–310; Дарджа, скв. 179 – 240–250; Аджигир, скв. 1 – 360–375; Акпар, скв. 1 – 264–275 [Князев и др., 1970; Куприн, 1974].

Вскрытые интрузивные породы имеют средне-верхнепалеозойский возраст, что хорошо согласуется с возрастом гранитоидов района г. Красноводска.

Что касается абсолютного возраста метаморфических сланцев на площади Южный Аламурин, то его определение (206–285 млн. лет) вызывает сомнение. Здесь мы, вслед за В.С. Князевым и другими его соавторами [1970], считаем возраст метаморфических пород Карабогазского свода позднепротерозайско-раннепалеозойским, т.е. байкальским складчатым основанием, подвергшимся переработке в более

поздние тектонические этапы (в основном в ранне- и позднегерцинские).

На востоке рассматриваемой территории в Южном Приаралье в пределах Бельтауской зоны дробления фундамента рядом скважин вскрыты почти исключительно гранитоидные породы, абсолютный возраст которых колеблется от 240 до 285 млн. лет, что соответствует верхнему палеозою.

В скв. 24 вскрыты диориты, возраст которых 340 млн. лет (девон-нижний карбон). Основная масса гранитоидов Бельтауской зоны орогенная.

В Западном Узбекистане в пределах Бухарской ступени отложения фундамента установлены в основном на Газлинском Каганском и Мубарекском выступах. Поскольку скважины, вскрывшие фундамент, здесь весьма многочисленны и строение фундамента изучено наиболее полно [Узаков, 1963; Князев и др., 1970], нами дается только общее описание его строения.

В основании Газлинского выступа залегают глубокометаморфизованные терригенно-эффузивные породы верхнего протерозоя-нижнего палеозоя. Эти отложения вскрываются рядом скважин по периферии выступа и относятся, вероятно, к байкальскому структурно-тектоническому этажу. На них залегают метаморфизованные, но в меньшей степени, чем байкалиды, эффузивно-осадочные отложения среднего палеозоя (раннегерцинский комплекс). Отложения этих тектонических комплексов прорваны крупным гранитоидным баталитом, располагающимся в центральной части Газлинского выступа. Возраст гранитоидов соответствует в основном девону-нижнему карбону (328 млн. лет).

На Каганском выступе наблюдается примерно такая же картина, но здесь, в центральной части, вскрываются отложения позднего протерозоя-раннего палеозоя, а наряду с осадочно-метаморфическими породами среднего палеозоя появляются верхнепалеозойские терригенные отложения. Все эти комплексы прорваны орогенными гранитоидами верхнего палеозоя.

В пределах Мубарекского выступа наибольшим развитием пользуются терригенно-вулканогенные отложения нижнего-среднего карбона, которые также прорываются орогенными верхнепалеозойскими гранитоидными интрузиями.

Южнее, на Чарджоуской ступени, наибольшим развитием в фундаменте пользуются интрузивные и терригенно-вулканогенные метаморфизованные отложения среднего палеозоя.

В пределах Центральных Каракумов между палеозойскими выступами пробурены многочисленные скважины, достигшие фундамента. Вскрытые палеозойские разрезы этих скважин хорошо увязываются с выходами палеозоя и дают возможность более точно трассировать тектонические зоны палеозойского фундамента Центральных Каракумов.

В Сырдарьинской впадине ряд скважин повсеместно вскрывают терригенно-карбонатные отложения преимущественно нижнего карбона, тектоническое положение которых не совсем ясно.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ ФУНДАМЕНТА ПРЕДКАВКАЗЬЯ, КАВКАЗА И ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Сравнительно слабая изученность отложений фундамента Предкавказья и западной части Средней Азии до сих пор не позволяла уверенно произвести их сопоставление. Новые геологические материалы, полученные в последние годы, позволили вплотную подойти к проблеме сопоставления основных формационных комплексов фундамента молодой платформы юга СССР. Это, в свою очередь, дает возможность рассматривать историю геологического развития молодой платформы с единых геотектонических позиций. Фрагментарные сопоставления такого рода предпринимались ранее [Вольковский и др., 1966; Летавин, 1966; Мирчинк и др., 1966, 1972; Князев и др., 1970; Шульц, 1972; Алексин и др., 1973; Кравченко и др., 1973], но недостаточная изученность этих отложений не позволяла разработать этот вопрос более полно. Предлагаемое сопоставление — одна из первых попыток такого рода.

Архейские и раннепротерозойские гранито-гнейсы, кристаллические сланцы и другие формации карелид и докарелид в фундаменте молодых платформ до сих пор не встречены, хотя они предполагаются по геофизическим данным. Возможное развитие формаций этого же возраста в Северо-Устюртском массиве до сих пор проблематично. Фундамент же древних массивов представлен более молодыми формациями. Возраст слагающих их отложений датируется поздним протерозоем — ранним палеозоем, а их образование, дислокированность, метаморфизм связываются обычно с байкальским этапом тектонического развития. Этот тектонический комплекс хорошо выделяется в Тянь-Шане, Кызылкумах и на Кавказе.

В Тянь-Шане (Сулутерекский массив) в составе этого комплекса снизу вверх выделяются три формации: карбонатно-терригенная мощностью около 2000 м, включающая свиту узловатых кристаллических сланцев (с пачками мраморов) и свиту биотитовых сланцев и мраморов; терригенная формация, представленная различными сланцами и кварцитами мощностью около 3000 м; терригенно-карбонатная формация мощностью около 2000 м.

В Кызылкумах, в отложениях, относимых к рифю и венду-раннему палеозою, выделяется терригенно-вулканогенная формация (ауминзинская свита) предположительно среднерифейского возраста мощностью более 1500 м и карбонатно-терригенная формация мощностью более 2000 м (тасказанская и бесапанская свиты), возраст которой определяется как поздний рифей — венд-ранний палеозой.

На Кавказе к байкалидам относится кыртыкская и чегемская свиты, объединенные в карбонатно-терригенную формацию мощностью более 6000 м, а также хасаутская свита, относимая к вулканогенной формации, мощность которой превышает 3600 м. Возраст хасаутской свиты может датироваться как венд-ранний палеозой. Возраст же подстилающей формации можно условно принять как рифей-вендинский.

Предлагаемая корреляция весьма условна, особенно в определении возраста отдельных формаций. Однако она все же может дать общее представление о распространении формаций байкалид и, следовательно, об основных типах тектонического развития, господствовавших на рассматриваемой территории в позднем протерозое - раннем палеозое.

Большая часть фундамента молодой платформы сложена, как указывалось выше, геосинклинальными формациями в основном среднего палеозоя, которые относятся к раннегерцинскому тектоническому этапу. Возраст этого комплекса охватывает различные стратиграфические подразделения в разных геотектонических областях. Так, например, на Кавказе раннегерцинский комплекс начинается отложениями урлешской свиты (средний-верхний кембрий) и заканчивается визейскими отложениями нижнего карбона. В Кызылкумах этот интервал начинается отложениями нижнего силура и заканчивается нижним карбоном и т.д. Это указывает на разновременность заложения раннегерцинских геосинклиналей.

Формационная характеристика раннегерцинского комплекса также различна.

На Кавказе, в пределах синклиниория Передового хребта и в Бечасынской зоне, развиты следующие формации:

1) нижняя терригенная, включающая урлешскую свиту среднего - верхнего кембрия (?) мощностью 1,5 км, лахранскую свиту верхнего силура - нижнего девона (?) мощностью 0,7 км, андрюкскую свиту и ее аналоги нижне-среднедевонского возраста мощностью 1,5 км (две первые свиты - в Бечасынской зоне, а последняя - в Передовом хребте); общая мощность нижней терригенной формации около 4 км;

2) вулканогенная формация, развитая в Передовом хребте; ее возраст в основном - средний и частично поздний девон, мощность около 3 км;

3) карбонатная формация, перекрывающая вулканогенную, по возрасту - позднедевонская - раннекарбоновая (турнейский ярус); ее мощность - 0,4 км;

4) верхняя терригенная формация, представленная в основном грубыми отложениями, турне-визейского возраста (ранний карбон); ее мощность 3 км.

Выше с размывом и угловым несогласием залегают отложения среднего карбона.

В Предкавказье формационный характер раннегерцинского комплекса существенно иной. Здесь выделяются три формации, причем их выделение пока что в значительной мере условно.

1. Нижняя терригенная глинистая формация имеет стратиграфический объем от верхнего девона до нижнего карбона (нижневизейские отложения). Верхний девон (франский и фаменский ярусы) и нижний карбон (турне-нижний визе) установлены палинологическими исследованиями. Отложения нижнего и среднего девона в Предкавказье пока что неизвестны. Подошва этой формации не вскрыта, соотношения с вышележащими отложениями не установлены. Мощность формации весьма приближенно по аналогии с мощностями анало-

гичных формаций других геосинклинальных областей Кавказа, Тянь-Шаня и др., оценивается в 2-3 км. В Предкавказье отложения этой формации развиты на большой территории и выполняют основные структурные элементы ранних герцинид.

2. Карбонатная формация зафиксирована только в одной скважине на Привольненской площади. Ее возраст определяется как турне-нижневизейский; мощность условно устанавливается в 0,4-0,5 км, исходя из глубины вскрытия (350 м) и сравнения мощностей аналогичных формаций в других районах (Донбасс, Кавказ и др.). Поскольку контакты не наблюдаются, условно можно предполагать согласное залегание отложений этой формации по отношению к подстилающим и покрывающим отложениям.

3. Верхняя терригенная песчаная формация распространена в основном по юго-восточной периферии Азовского выступа Украинского щита. Наиболее полно отложения этой формации изучены в Песчанокопской опорной скважине Р-1 и на Красногвардейской площади в скв. 5, где их вскрытая мощность составляет соответственно 180 и 1700 м. Как отмечалось выше, в этих отложениях встречены микрофауна нижнего карбона (средний и верхний визе). Вскрытая мощность этого комплекса составляет около 2 км. На подстилающих отложениях эта формация залегает согласно.

Общая мощность среднепалеозойских формаций ранних герцинид Предкавказья составляет 5-6 км.

В среднепалеозойских формациях Предкавказья могут быть выделены следующие свиты.

1. Ипатовская свита (по Ипатовской опорной скв. Р-1), соответствующая нижней терригенной формации, наиболее распространена на территории Предкавказья. Она представлена в основном темными сланцами различного состава с прослойями алевролитов и песчаников иногда с туфогенным материалом; в отдельных случаях встречаются небольшие прослои карбонатных пород. Возраст свиты - верхний девон-нижний карбон. Мощность (предполагаемая) 2-3 км.

2. Привольненская свита, выделенная в Привольненской скв. 2, сложена светлыми известняками, частично мраморизованными и доломитизированными, и относится к турне-нижневизейскому ярусу нижнего карбона. Мощность свиты 0,4-0,5 км.

3. Песчанокопская свита (по Песчанокопской скв. Р-1) представлена переслаиванием глинистых сланцев, песчаников, галечниковых и гравийных конгломератов. Возраст свиты - нижний карбон (средний - верхний визе). Мощность не менее 2 км.

В Средней Азии, в пределах Центральных Кызылкумов формационный ряд раннегерцинского комплекса характеризуется чередованием карбонатных и терригенных формаций с явным преобладанием первых. Этот тектонический комплекс начинается флишоидными песчано-сланцевыми отложениями нижней терригенной формации, выделяемой в нуратинскую свиту. Ее суммарная мощность достигает 3000 м. Возраст свиты устанавливается как нижнесилурийский (лландовери-венлок).

Отложения нижней терригенной формации с размывом, а местами и с резким угловым несогласием перекрываются отложениями карбонатной формации, которые выделяются в башгужумдинскую свиту, сложенную мрамором и мраморизованными известняками мощностью до 1000 м. Возраст отложений этой формации датируется низами верхнего силура (нижне-лудловский подъярус).

Карбонатная формация нижнего лудлова согласно перекрывается карбонатно-терригенной формацией верхнего лудлова ($S_2 l d^2$), выделенной в кыганскую свиту мощностью до 1200 м.

Выше кыганской свиты залегает мощная карбонатная формация девона-нижнего карбона ($D_1-C_1 V$), которая делится на несколько свит. Эта верхняя карбонатная формация залегает на подстилающих отложениях кыганской свиты трансгрессивно, местами несогласно. Суммарная мощность формации составляет 2800-3000 м. Значительных несогласий между отдельными свитами этой формации не наблюдается.

Рассматривая раннегерцинский тектонический комплекс Центральных Кызылкумов, необходимо отметить, что в его составе выделяются две вулканогенные формации. Нижняя вулканогенная формация, отложения которой представлены основными эфузивами, пирокластами и осадочными породами, метаморфизованными в различной степени и имеющими мощность до 700 м, датируется верхним силуром - нижним девоном. Эти отложения, выделяемые в балпантускую свиту, приурочены к узкой полосе выходов палеозойских пород в восточной части Кызылкумов.

Близкое положение в северной части Букантау занимает верхняя вулканогенная формация, также представленная главным образом комплексом основных эфузивов, кремнистых и осадочных пород мощностью около 600 м. Возраст этих отложений, выделяемых в тубабергенскую свиту, определяется как намюрский.

В последнее время эти свиты весьма сложного состава объединяются в единый тектонический комплекс, который трактуется как офиолитовый комплекс, т.е. комплекс океанической коры, выжатой в зонах "раздавливания" эвгеосинклиналей.

Если признать вулканические формации балпантуской и тубабергенской свит единой офиолитовой формацией, т.е. океанической корой среднего палеозоя, то весьма вероятно, что основные горизонтальные движения, приведшие к замыканию ("раздавливанию") среднепалеозойской эвгеосинклиналии произошли в конце раннегерцинского этапа, поскольку наиболее молодые обломки осадочных пород, образующие толщу "меланжа", датируются по фауне брахиопод и пелепилодам намюрским ярусом нижнего карбона. В этом случае стратиграфическое положение балпантуской свиты должно быть пересмотрено в сторону повышения до намюра. Здесь возможен и другой вариант - раздавливались две авгеосинклиналии. Одна - основная - замкнулась на границе верхнего силура - нижнего девона (балпантуская свита), а вторая - остаточная - в намюре (тубабергенская свита). Ка-

кой из этих вариантов является правильным, сказать затруднительно.

В пределах Туранской плиты развиты в основном глинистые формации среднего палеозоя, близкие к аналогичным формациям Предкавказья.

Приведенные формационные колонки среднепалеозойских отложений и их краткое описание дают возможность сопоставить основные черты раннегерцинского этапа развития рассматриваемых территорий. Так, по отношению к Кавказу (Передовой хребет и Бечасынская зона) формации ранних герцинид Предкавказья характеризуются несколько меньшими мощностями, отсутствием эвгеосинклинальных (вулканогенных) формаций. Тектонический режим ранних герцинид был в пределах Предкавказья ярко выраженным миогеосинклинальным в течение всего среднего палеозоя, тогда как в Передовом хребте в среднем-верхнем девоне он носил ярко выраженный эвгеосинклинальный характер.

Впрочем не исключено, что вулканогенная формация девона в синклиниории Передового хребта может также рассматриваться, как это было сделано выше для Кызылкумов, в качестве формации, близкой к оphiолитовой.

Формации среднего палеозоя Центральных Кызылкумов характерны резким преобладанием карбонатов над терригенными породами, а также наличием двух вулканогенных (или одной оphiолитовой) формаций. Осадочные формации Кызылкумов отличаются большими мощностями (около 8000 м) и более значительным, чем на Кавказе, развитием по площади.

Верхнепалеозойские геосинклинальные и орогенные формации поздних герцинид юга СССР широко развиты на Кавказе, в Предкавказье и Средней Азии.

На Кавказе комплекс поздних герцинид развит в основном по северному борту синклиниория Передового хребта. Здесь выделяются две формации: паралическая среднего карбона мощностью 800-1200 м и молассовая верхнего карбона-нижней перми мощностью 4000-5000 м.

В Донбассе и на краю Карпинского в верхнепалеозойских отложениях присутствуют три формации. Основной здесь является паралическая формация нижнего, среднего и верхнего карбона суммарной мощностью 6500-10 000 м, которая вверх по разрезу переходит в терригенную формацию верхнего карбона-нижней перми (свиты C_3^3 - медистых песчаников) мощностью 1200-2000 м. Этот комплекс заканчивается эвапоритовой формацией нижней перми мощностью 700-800 м. Последняя выполняет остаточные прогибы в основном на северной окраине Донбасса.

Весь комплекс донецких формаций залегает согласно, в том числе и на подстилающих отложениях турнейского и нижневизайского ярусов нижнего карбона.

Таким образом, паралические формации Кавказа и Донбасса хорошо сопоставляются, однако стратиграфическая полнота и мощность этой формации на Кавказе значительно сокращена. Что же касается верхов верхнепалеозойского разреза этих районов, то они значительно отличаются. В Центральных Кызылкумах в основании поздних герцинид маломощ-

ная карбонатная формация несогласно залегает на различных, более древних толщах и развита, видимо, спорадически, в наиболее глубоких прогибах. Она согласно перекрывает молассовой (в основном среднекарбоновой) формацией мощностью 2400 м. Эта молассовая формация хорошо сопоставима с аналогичной формацией Кавказа, но стратиграфические интервалы этих формаций несколько различны. Для Туранской плиты составить формационную колонку позднегерцинского комплекса можно только приближенно, поскольку неизвестны взаимное положение комплексов в разрезе и их мощность.

Сопоставление формаций основных тектонических комплексов, развитых в фундаменте молодой платформы юга СССР, указывает как на их значительное сходство, так и на существенные различия. Это вызвано общими главными чертами геосинклинального развития этой территории и специфическими, более мелкими факторами в каждой из геосинклинальных областей.

ГЛАВА V

СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ ФУНДАМЕНТА МОЛОДОЙ ПЛАТФОРМЫ ЮГА СССР

В последние годы геологическому строению и тектоническому районированию фундамента молодой платформы уделяется значительное внимание. Это связано как с теоретическими разработками, так и с практической деятельностью геологоразведочных организаций.

На первых этапах региональных тектонических исследований (до 1960 г.) для территорий, которые в настоящее время относятся к молодым платформам, были составлены многочисленные тектонические схемы. В их основу положены не фактические геолого-геофизические материалы, которые в то время отсутствовали, а общие тектонические соображения или в лучшем случае единичные геофизические наблюдения.

Поскольку эти вопросы рассмотрены в ранее опубликованных изданиях [Гарецкий, Шрайбман, 1960; Мирчинк и др., 1963], нет необходимости останавливаться на них еще раз, тем более что в настоящее время они имеют в значительной мере историческое значение. Некоторые работы А.П. Карпинского, М.М. Тетяева, Д.Н. Соболева, А.Д. Архангельского, Н.С. Шатского, И.О. Броды и многих других исследователей не потеряли своего значения до настоящего времени.

Первые тектонические схемы, отвечающие современному уровню знаний, построены М.В. Муратовым [1955, 1969], М.П. Казаковым и его соавторами [1958], Э.Э. Фотиади [1958]. Однако, выделив на них область молодой эпигерцинской платформы в границах, примерно отвечающих современным, эти исследования, естественно, не могли дифференцировать внутреннее строение ее фундамента. Эта задача решалась другими исследователями на новом уровне обобщения фактического материала. Одной из первых работ такого рода были исследования Ю.Н. Година [1957, 1960]. Он впервые для территории Туркмении выделил Карабогазский и Центрально-Каракумский древние массивы. В дальнейшем его методика использовалась Р.Г. Гарецким и В.И. Шрайбманом [1960] для дифференциации строения фундамента Туранской плиты, а несколько позже - И.С. Вользовским, Р.Г. Гарецким, А.С. Шлезингером и В.И. Шрайбманом [1966]. Эти работы основывались главным образом на районировании естественного геомагнитного поля.

В сугубо геофизическом подходе этих исследователей к районированию фундамента был один существенный недостаток. Выделяя структурно-фациальные зоны фундамента,

связанные с однородными геофизическими полями, авторы не придали большинству из них тектонического смысла, иными словами, не выделили структурные элементы фундамента, совокупность которых и определяет в основном его внутреннее строение.

Впервые вопросы структурно-тектонической дифференциации фундамента молодой платформы определены нами по территории Предкавказья [Мирчук и др., 1963], а несколько позднее - по территории северо-западной части Средней Азии [Мирчук и др., 1972]. На этих территориях были выделены жесткие массивы и разновозрастные складчатые зоны, подразделенные на основные структурные элементы: синклиниории и антиклиниории.

В процессе дальнейших работ границы выделенных элементов значительно уточнялись, появлялись новые структурные элементы, но принципы их выделения оставались неизменными, что показано на Тектонической карте фундамента территории СССР [1973] и в других обобщающих работах [Летавин, Крылов, 1974; Летавин и др., 1975].

Этим же методом пользовались мы и в данной работе. Основные элементы фундамента молодой платформы нами выделяются по структурному и возрастному принципу.

Методика тектонического районирования фундамента разработана в результате комплексного геолого-геофизического анализа. Значительный объем глубокого бурения позволил довольно полно изучить литолого-петрографическую характеристику пород фундамента, ряд их физических параметров (плотность, магнитную восприимчивость и др.), установить возраст отложений, слагающих фундамент (как относительный, так и абсолютный), выделить и проследить по площади основные формационные комплексы.

Использование различных методов сейсморазведки (КМПВ, ОГТ и др.), а также глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) позволило значительно точнее провести различные структурные построения, а также полнее использовать возможности гравиразведки для дешифрирования глубинного строения земной коры молодых платформ и наметить основные геоструктурные элементы фундамента.

Использование наблюденного геомагнитного поля, а также его модификаций дало возможность выделить основные структурные зоны фундамента и, увязав их с данными бурения и другими геофизическими методами, проследить на значительных площадях [Дедеев, 1972].

Следовательно, суть методики тектонического районирования фундамента закрытых территорий сводится к тому, что выделенным геофизическим, в основном геомагнитным, полям на основании материалов прямых геологических наблюдений, по данным бурения, а при отсутствии таковых на основании геолого-геофизических аналогий придается структурно-тектонический смысл, т.е. выделяются основные структурные элементы фундамента, которые в целом соответствуют этим геофизическим полям.

Комплексное использование геологических и геофизических методов позволило значительно углубить имеющиеся ра-

нее представления о строении фундамента, выделить ряд новых тектонических элементов, проследить их по площади, значительно дифференцировать и более уверенно обосновать намечавшиеся ранее детали его строения. Использование комплексного геолого-геофизического анализа позволило поднять изучение строения фундамента на качественно новую ступень.

В Предкавказье в настоящее время выделяются две герцинские складчатые системы: Предкавказская и Донбасско-Бузачинская.

ПРЕДКАВКАЗСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Эта система прослежена геолого-геофизическими работами от северной части Крымского полуострова на западе до Каспия на востоке. В ее составе выделяются байкальские, раннегерцинские и позднегерцинские структурно-тектонические элементы, которые отделяются друг от друга крупными разломами, фиксирующимися в основном геомагнитными исследованиями (рис. 11).

В северной части Предкавказской системы, на границе с восточным окончанием Азовского выступа Украинского щита, располагается Манычский (Джалгинский) антиклиниорий. Он выделяется по геомагнитным и буровым материалам. В составе слагающих его пород - верхнепалеозойские гранитоидные интрузии, прорывающие значительно метаморфизованные допалеозойские толщи слюдистых сланцев и гнейсов, а также сланцевые комплексы среднего палеозоя.

Осевая часть Манычского антиклиниория проходит по линии село Дивное - нижнее течение р. Калаус. В восточной части антиклиниорий граничит непосредственно с Донбасско-Промысловским синклиниорием на севере, а с юга его окаймляет Северо-Предкавказский синклиниорий. Ширина антиклиниория составляет 25-30 км при длине около 200 км.

Манычский антиклиниорий хорошо выражается в геомагнитном поле. Аномалии ΔT_a , приуроченные к южной части антиклиниория, достигают 200 гамм, образуя два вытянутых максимума. Магнитные тела фундамента располагаются параллельно оси антиклиниория и представлены узкими, хорошо выраженным аномалиями, резко отличными от аномалий магнитных тел окружающих территорий. Гравиметрические аномалии невыразительны, их значения уменьшаются в северном направлении, очерчивая северный склон крупной платформенной структуры - Ставропольского свода. Аномалии вертикального градиента силы тяжести в пределах антиклиниория носят мозаичный или слегка линейный характер. Такая геолого-геофизическая характеристика указывает на значительную структурную приподнятость этого элемента по сравнению с окружающими. Не исключено, что Манычский антиклиниорий можно рассматривать как переработанную в герцинское время южную часть Азовского выступа.

Южнее, занимая все Северное Ставрополье, восточную часть зоны Манычских прогибов и ее южный борт, расположен Северо-Предкавказский синклиниорий. Он хорошо выделя-

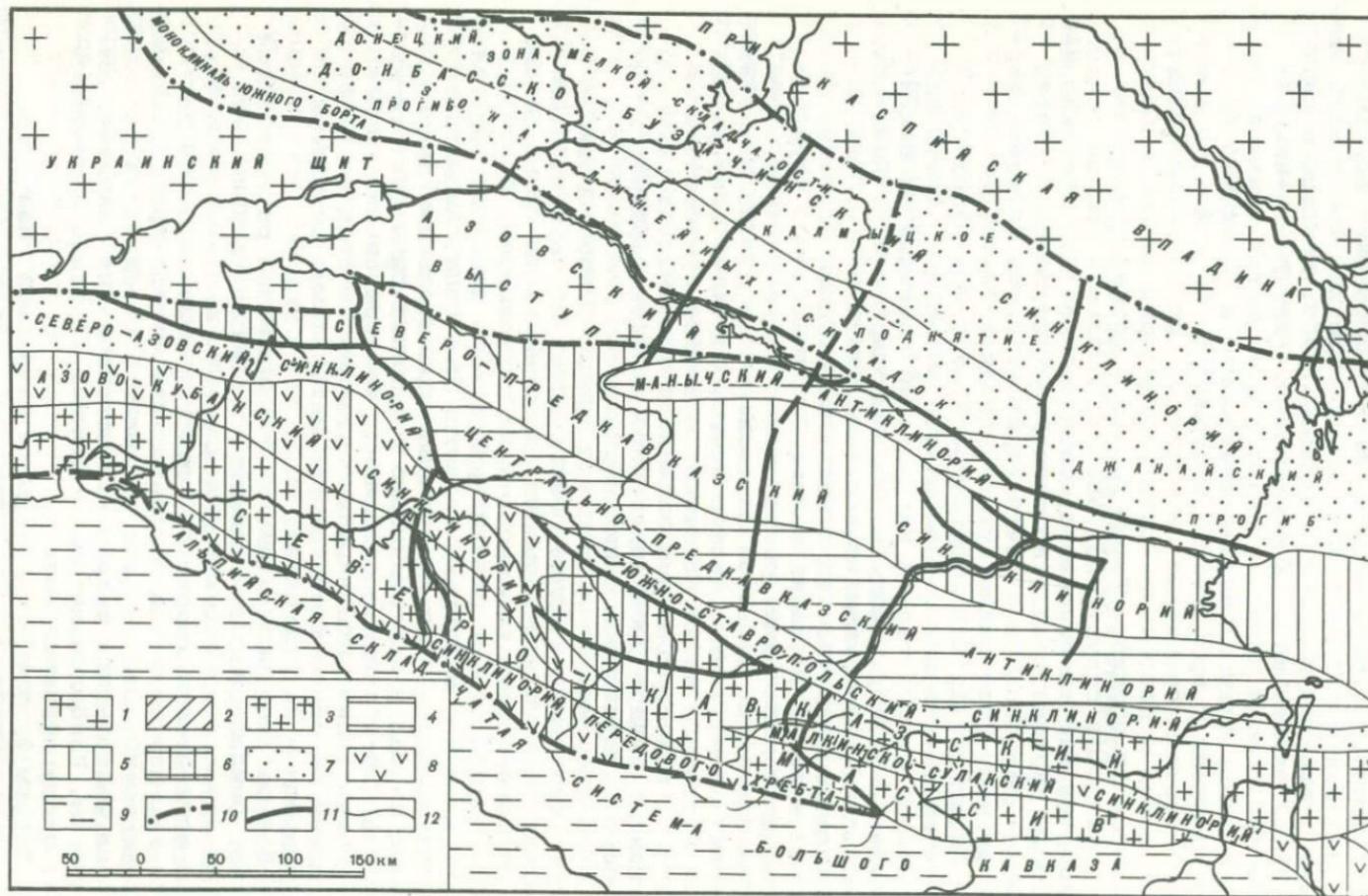
ется по геолого-геофизическим материалам, особенно по данным бурения, характеру и положению магнитных тел. Все многочисленные скважины, вскрывшие отложения фундамента в пределах этого синклиниория, фиксировали монотонную алевролито-глинистую толщу [Летавин, 1960; Летавин и др., 1975], возраст которой определяется как девон-нижний карбон. Породы испытали значительный метаморфизм и превратились в кварцитовидные алевролиты и различные сланцы [Мирчинк и др., 1963]. В этой структурной зоне почти не встречены гранитные интрузии, за исключением единичных точек в восточной части синклиниория на южном борту Манычского прогиба. Такой характер разреза указывает на то, что этот структурный элемент выполнен мощной толщей миогеосинклинального типа, свойственной для синклиниориев. Породы дислоцированы, но степень их дислоцированности весьма различна — от почти горизонтальной до почти вертикальной. Преобладают углы падения в 20–40°.

Геомагнитная характеристика Северо-Предкавказского синклиниория весьма разнообразна. В западной части синклиниория располагается интенсивный линейный максимум. Далее к востоку, между селом Благодарное и г. Прикумском, располагается крупный поперечный минимум ΔT_a . Еще восточнее геомагнитное поле носит переходный характер от почти нулевых значений на юге синклиниория до крупного линейного максимума, расположенного в восточной части зоны Манычских прогибов интенсивностью до 300 гамм. Этот магнитный максимум, скорее всего, отражает зону разломов восточной части Манычских прогибов при сочленении крупных разновозрастных элементов фундамента: раннегерцинского Северо-Предкавказского и позднегерцинского Донбасско-Бузачинского синклиниориев.

Характер магнитных тел в пределах Северо-Предкавказского синклиниория более показателен. Здесь преобладают вытянутые линейные аномалии, прослеживающиеся на западе и востоке рассматриваемой части синклиниория. В центральной его области, в районе Прикумского поднятия, преобладают крупные, несколько изометричные тела. Аномальное гравитационное поле характерно отрицательными значениями Δg , а аномалии вертикального градиента силы тяжести имеют линейно-мозаичные очертания. Размеры синклиниория весьма значительны. Его ширина составляет в среднем 60–80 км, в длину он пересекает всю рассматриваемую территорию в субширотном направлении.

Центрально-Предкавказский антиклиниорий располагается южнее описанного выше синклиниория и параллельно ему. Этот крупнейший структурный элемент, протянувшийся через всю исследуемую территорию широкой полосой от 50 до 100 км, изучен менее детально, чем Северо-Предкавказский синклиниорий, поскольку в пределах большей части антиклиниория поверхность фундамента погружена на значительные глубины. Наиболее детально изучены западная и центральная части антиклиниория.

Породы фундамента, вскрытые глубокими скважинами, представлены различными сланцами, аналогичными сланцам



Северо-Предкавказского синклиниория, кварцитовидными породами и гранитами. Наличие в этой зоне гранитов весьма характерно, что указывает на тектоническую раздробленность фундамента зоны и на его значительную структурную приподнятость [Летавин и др., 1975].

Геофизическая характеристика этой зоны также весьма своеобразна. На карте ΔT_a здесь выделяется ряд мозаичных аномалий разного знака, причем интенсивность положительных аномалий доходит до 150-200 гамм. Весьма показательно ведут себя магнитные тела. Они характеризуются довольно четкими вытянутыми границами, но их простирации характеризуются большим непостоянством и меняются от субширотных до субмеридиональных. Такое поведение магнитных тел в фундаменте также указывает на его раздробленность.

Гравиметрическая характеристика отражает в общих чертах как структурный план поверхности фундамента, так, видимо, и некоторые особенности его внутреннего строения.

Аномалии вертикального градиента силы тяжести отличаются характерной мозаичностью, а в западной части субмеридиональной линейностью, что отвечает конфигурации основных структурных элементов чехла.

Границы антиклиниория проведены с учетом как результатов бурения, так и геофизических (в основном геомагнитных) данных. Особое значение в этом отношении, как и для всех предыдущих случаев, имеет карта магнитных тел фундамента, дающая возможность значительно детализировать его строение и с большей обоснованностью выделить соответствующие структурные зоны в этом полностью погребенном тектоническом комплексе.

С юга рассмотренный выше антиклиниорий обрамляется на всем протяжении сравнительно узким (10-20 км) позднегерцинским Южно-Предкавказским синклиниорием. Выделение этого структурного элемента несколько проблематично. Данные бурения имеются только в западной его части, в районе между городами Армавиром и Минеральными Водами. Здесь вскрыты слабо метаморфизованные глинистые сланцы, преимущественно кварцевые гравелиты и красноцветные породы, относимые к верхнему палеозою по сопоставлению с одновозрастными комплексами Центрального Кавказа. На востоке

Рис. 11. Схема тектонического районирования фундамента и основные типы геосинклинального развития герцинид Предкавказья.

1 - Русская платформа с гетерогенным фундаментом в основном добайкальской консолидации; 2 - каледонские складчатые системы нерасчененные; 3 - древние массивы байкалид, частично переработанные герцинидами; 4 - раннегерцинские антиклиниории; 5 - раннегерцинские синклиниории; 6 - раннегерцинские структурно-нерасчененные зоны; 7 - позднегерцинские синклиниории; 8 - зоны эвгеосинклинального развития; 9 - альпийские складчатые системы; 10 - краевые швы; 11 - основные разломы; 12 - границы структурных зон.

(к северу от р. Терек) на нескольких профилях КМПВ выделяются коррелирующиеся друг с другом крупные нарушения, четко укладывающиеся в серию линейных аномалий магнитных тел. Мелкие, но характерные линейной ориентировкой аналогичные аномалии распространены и на западе синклиниория. Наблюденное магнитное поле имеет мозаичный характер аномалий ΔT_a разного знака. Гравиметрическая характеристика синклиниория связана в основном с отрицательными линейными и мозаичными аномалиями Δg на западе и "моноклинальным" отрицательным фоном - на востоке. Такой же характер имеет и вертикальный градиент силы тяжести. Южно-Предкавказский синклиниорий является, видимо, шовной структурой, располагающейся на границе между Центрально-Предкавказским антиклиниорием и Северо-Кавказским массивом.

Северо-Азовский синклиниорий - наиболее северный элемент фундамента западной части Предкавказской складчатой системы. На севере он граничит с Украинским щитом Русской платформы и, вероятно, частично наложен на его глубоко погруженный южный край. Синклиниорий слагают верхнепалеозойские глинисто-песчаные и карбонатные породы, вскрытые глубокими скважинами в Северном Крыму и в Западном Предкавказье [Летавин, Редичкин, 1962; Летавин и др., 1964].

Геомагнитное поле Северо-Азовского синклиниория выражается в наличии субширотных аномалий ΔT_a обоих знаков. Трансформированное магнитное поле, связанное с развитием магнитных тел, характеризуется четкими субширотными аномалиями, резко отличающимися своей ориентировкой и сравнительно слабой интенсивностью от аналогичных аномалий прилежащего южного склона Украинского щита.

Гравиметрическая характеристика синклиниория положительна, что отражает крупную платформенную валообразную структуру, которая сформировалась в раннем мезозое в восточной и центральной частях синклиниория.

Расположенный южнее Азово-Кубанский синклиниорий выделяется в основном по геофизическим данным. Только в пределах степной части Крыма имеются геологические материалы, указывающие на то, что он сложен преимущественно сланцевыми породами, аналогичными по петрографической характеристике раннегерцинским комплексам Центрального Предкавказья. Такие же породы вскрыты в его восточной центриклинальной части в пределах Ахметовской синклиниали.

Наблюденное геомагнитное поле характеризуется отрицательными мозаичными аномалиями ΔT_a в степной части Крыма и нейтральными и положительными значениями в пределах Азовского моря и Западном Предкавказье. Аномалии магнитных тел имеют резкие субширотные простирации на акватории Азовского моря и в восточной части Западного Предкавказья.

Гравиметрическая характеристика синклиниория разнообразна и невыразительна, так как сам синклиниорий расположен на северном борту наложенного Индоло-Кубанского передового прогиба и в пределах Восточно-Кубанской впадины - отрицательных элементов современного структурного плана, гравиметрическая характеристика которых также

отрицательна. Аномалии вертикального градиента силы тяжести в западной части Азово-Кубанского синклиниория малоизвестны; они имеют тенденцию к мозаичности и слабой выраженности.

В южной части рассматриваемой территории выделяется синклиниорий Передового хребта. Породы, выполняющие синклиниорий, хорошо обнажены и доступны изучению прямыми геологическими методами.

Синклиниорий сложен в основном породами девонского, каменноугольного и нижнепермского возрастов, которые во многих местах прорываются интрузиями гранитов. Особенно характерны они для бортовых частей синклиниория, нарушенных крупными разломами.

Восточнее р. Чегем синклиниорий погружается под перекрывающие его юрские отложения и далее прослеживается немногочисленными скважинами. Восточнее р. Терек он транссируется условно до западной периклинальной части Сунженского хребта в виде глубинного разлома. Далее он сливаются с Малкинско-Сулакским синклиниорием.

Западным продолжением синклиниория, по геомагнитным материалам, условно принимается зона южного борта Западно-Кубанского передового прогиба и прилегающая северная зона на Западного Кавказа.

Малкинско-Сулакский раннегерцинский синклиниорий выделяется прямыми геологическими наблюдениями и по данным бурения в своей западной части в пределах Кавминводского выступа, где выходят на поверхность и вскрыты скважинами отложения кембрия и силура, а также развиты послесилурийские серпентиниты.

Восточное продолжение синклиниория протрассировано по геомагнитным данным, а также по характерным структурным особенностям вышележащих отложений чехла в пределах Терского и Сунженского хребтов, которые в структурном отношении представляют сложнопостроенные антиклинальные зоны, вытянутые в субширотном направлении. Немногочисленные данные КМПВ показывают, что поверхность фундамента под хребтами или сам чехол в его нижней части также подняты. Таким образом, здесь имеется, как и в остальных частях эпипалеозойской платформы, соответствие структурных планов поверхности фундамента и залегающих выше отложений чехла [Станулис, Стерленко, 1971]. Кроме того, Терскому и Сунженскому гребням соответствует крупный геомагнитный максимум, достигающий 400 гамм. Магнитные тела имеют четкие вытянутые параллельно хребтам формы, весьма интенсивную намагниченность и протягиваются до побережья Каспия.

Серия тектонических нарушений, осложняющих многочисленные антиклинальные складки Передовых хребтов, известна давно. Вероятно, это оперяющие разрывы, которые на глубинах переходят в крупные разломы, осложняющие фундамент. С ними и связаны магнитные максимумы и магнитные тела [Смирнова и др., 1967; Смирнова, 1974].

Исходя из изложенного, выделение Малкинско-Сулакского раннегерцинского синклиниория имеет определенные основания. В этом плане зону Передовых хребтов можно рассмат-

ривать как зону герцинского синклиниория, восходящие тектонические движения которого возобновились в альпийский тектонический этап развития, причем эти движения в западной части синклиниория, между реками Малкой и Тереком, в альпийском этапе не проявлялись. Распространенные в южной части Кавминводского выступа силурийские и более поздние отложения фиксируют, видимо, западную центриклиналь синклиниория.

Далее к востоку, судя по геомагнитным данным, синклиниорий протягивается в пределы "третичного Дагестана".

Наиболее восточные структурные элементы Предкавказской складчатой системы - Западно-Каспийский антиклиниорий и Дербентская структурная зона. Оба этих элемента выделяются условно только по характеру аномальных значений ΔT_a наблюденного геомагнитного поля, а также по положению магнитных тел. Так, Западно-Каспийскому антиклиниорию соответствует зона отрицательных значений ΔT_a интенсивностью до 100 гамм, которая разделяет северо-западную часть Карабогазского массива и восточную часть Предкавказского. Простирание этой зоны подчинено как простиранию западного борта Карабогазского массива, так и восточному окончанию Предкавказского и соответственно меняется от субмеридионального на юге до широтного на севере. Аномалии магнитных тел расположены по бортам этой зоны и имеют субмеридиональные простирания [Голубов, 1973]. В тектоническом плане Западно-Каспийский антиклиниорий является структурой, разделяющей названные выше массивы.

Дербентская структурная зона располагается между Западно-Каспийским антиклиниорием и Карабогазским массивом на востоке и альпийской складчатой областью на западе и в современной структуре перекрыта южной частью Терско-Каспийского передового прогиба. Никаких прямых сведений о строении фундамента этой территории не имеется. Региональные геофизические поля здесь имеют переменного значения, а магнитные тела имеют субширотную ориентировку, почти перпендикулярную по отношению к ориентировке магнитных тел Карабогазского массива. Это единственные данные, на основании которых выделена зона.

Южнее выделенных тектонических элементов фундамента располагается альпийская складчатая область Кавказа, тектонические элементы которой не рассматриваются.

Комплексный геолого-геофизический анализ фундамента Предкавказья позволил значительно дифференцировать его строение, выделить ряд тектонических элементов, проследив их по площади.

ЗАПАДНО-КАРАКУМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

К Западно-Каракумской складчатой системе [Летавин и др., 1975] относится ряд раннегерцинских структурно-тектонических элементов, занимающих территорию Южного и частично Центрального Устюрта и Западные Каракумы (рис. 12, вкл.).

Наиболее северный структурный элемент этой системы - Центрально-Устюртский синклиниорий, выполнен сланцевы-

ми толщами среднего палеозоя. В наблюдаемом геомагнитном поле Центрально-Устюртский синклиниорий соответствует зоне крупного субширотного магнитного максимума ΔT_a , напряженность поля которого превышает 300 гамм. В трансформированном магнитном поле этот синклиниорий выделяется крупной, четко выраженной аномалией магнитных пород. В аномальном гравиметрическом поле ему соответствуют резко положительные значения Δg .

Судя по материалам региональных геофизических исследований, Центрально-Устюртский синклиниорий в западном направлении, примерно на меридиане западного чинка Устюрта, погружается под наложенные структурные зоны поздних герцинид Донбасско-Бузачинской складчатой системы.

Восточная центриклиналь Центрально-Устюртского синклиниория, значительно расширяясь, приобретает субмеридиональное простижение и в районе Шорджинского выступа соединяется с Узбайским синклиниорием. Этот синклиниорий, расположенный между Центрально-Каракумским и Кумсебшенским массивами, выделяется по характеру геомагнитного поля, которое в пределах синклиниория выражено спокойными, слабо отрицательными и нейтральными аномалиями ΔT_a , резко отличными от мозаичного поля массивов.

Отложения, слагающие Узбайский синклиниорий, вскрываются по его бортам. Они представлены песчано-сланцевыми толщами, скорее всего, среднепалеозойского возраста, которые на значительной территории синклиниория перекрыты красноцветными отложениями переходного (тафрогенного) комплекса.

Восточно-Мангышлакско-Бахардокский антиклиниорий фиксируется на значительном расстоянии от восточной части Мангышлака до Южной Туркмении. Он выделяется по характеру геомагнитного поля. Здесь преобладают небольшие положительные аномалии ΔT_a , имеющие линейный характер. Геологические материалы указывают на то, что антиклиниорий выполнен отложениями среднего палеозоя, которые, вероятно, прорываются интрузиями преимущественно кислого состава.

Западная периклиналь антиклиниория погружается под наложенные позднегерцинские зоны Донбасско-Бузачинской складчатой системы, а восточная-постепенно выклинивается на юго-западном борту Центрально-Каракумского массива.

С юга антиклиниорий почти повсеместно граничит с Южно-Устюртско-Туаркырским синклиниорием, выполненным сланцевыми и частично карбонатными толщами силур-девона.

В геомагнитном поле синклиниория преобладают слабые отрицательные и нейтральные значения, что указывает на сравнительно спокойную тектоническую обстановку и на довольно большие мощности амагнитных пород. Только в бортовых частях синклиниория выделяются линейные положительные аномалии, фиксирующие границы синклиниория.

Протяженность Южно-Устюртско-Туаркырского синклиниория весьма значительна. В северо-западной части он доходит до побережья Каспия и, вероятно, соединяется со структурно-тектоническими элементами Предкавказской складчатой сис-

темы в районе северной части Среднего Каспия. На юго-восток он протягивается, по материалам региональных геофизических съемок, в северную часть Предкапетдагского прогиба.

Наиболее южный структурный элемент Западно-Каракумской складчатой системы - Южно-Туркменский антиклиниорий. Он расположен на самом юге, на границе с альпийскими горными сооружениями Копетдага, и выделяется по геомагнитным материалам, образуя восточное продолжение Карабогазского массива; Южно-Туркменский антиклиниорий в значительной мере наследует и его геомагнитную характеристику. Аномальное геомагнитное поле антиклиниория характеризуется крупным субширотным максимумом ΔT_a , однако мозаичность, характерная для массива, здесь отсутствует.

Изложенный материал позволяет сделать вывод о том, что Западно-Каракумская складчатая система располагается в основном между двумя крупными массивами дегерцинской консолидации: Центрально-Каракумским и Карабогазским. Она состоит из ряда крупных структурных элементов, формирование и развитие которых происходило преимущественно в раннегерцинский этап. В настоящее время все структурные элементы этой складчатой системы погребены под мощными толщами переходного (тафрогенного) комплекса и платформенного чехла.

ВОСТОЧНО-КАРАКУМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Восточно-Каракумская система расположена между Центрально-Каракумским и Чарджоуско-Таджикским массивами и выделяется главным образом по характеру геомагнитного поля, которое значительно отличается от аналогичного поля обоих массивов. В пределах этой системы различается геомагнитное поле двух типов. В восточной части, между реками Мургабом и Амударьей, преобладает чередование крупных положительных, реже - отрицательных аномалий ΔT_a субмеридионального простирания, в общих чертах совпадающих с простиранием расположенных севернее Тяньшанид. Этот тип магнитного поля характерен для сложно построенных складчатых зон с чередованием протяженных антиклиниорных и синклиниорных структур. Косвенным подтверждением линейно-складчатой структуры фундамента этой зоны является и линейный характер структурных элементов платформенного чехла. Все это позволяет, по нашему мнению, выделить восточную часть рассматриваемой системы в Багаджинско-Мургабскую структурную зону с нерасчлененным складчатым герцинским фундаментом (рис.13, вкл.).

В юго-западной части Восточно-Каракумской складчатой системы геомагнитное поле характеризуется крупными изометричными и протяженными аномалиями ΔT_a обоих знаков. Наиболее северная из этих положительных изометричных аномалий объясняется возможным присутствием здесь древнего Марыйского массива.

К югу от него прослеживается ряд линейно-изометричных аномалий, которые в совокупности с геологическими мате-

риалами могут указывать на то, что эти геомагнитные зоны с большим основанием можно считать зонами герцинских складчатостей. Так, вскрытые здесь средне- и верхнетриасовые отложения, представленные терригенными песчано-глинистыми и вулканогенными нижнепермскими (?) породами, аналогичны одновозрастным отложениям Северного Афганистана [Егупов, 1966] и Центрально-Каракумского выступа, которые залегают на различных геосинклинальных палеозойских комплексах [Браташ и др., 1970].

Триасовые отложения значительно дислоцированы, как и отложения прилегающих частей Афганистана. В то же время можно считать установленным фактом, что дислоцированные отложения триаса (тафрогенного комплекса) во всех известных случаях залегают на складчатых палеозойских - ранне- или позднегерцинских - комплексах (Каневско-Березанская зона, часть пермо-триаса Восточного Предкавказья и восточной части кряжа Карпинского, Мангышлак и др.). Но нигде не установлено залегание значительных складчатых толщ тафрогенного комплекса на древних жестких массивах молодых платформ.

Дислоцированность триасовых отложений южной части Восточно-Каракумской складчатой системы - косвенный показатель ее палеозойского складчатого основания. Здесь условно выделяются Тедженский и Тахтабазарский синклиниории с характерными отрицательными значениями ΔT_a и разделяющий их Карабильский антиклиниорий с положительными субширотными аномалиями ΔT_a . В восточной части антиклиниория на территории Афганистана на ряде площадей вскрыты гранитоидные породы, вероятно, верхнепалеозойского возраста. На западе Тахтабазарского синклиниория вскрываются дислоцированные отложения тафрогенного комплекса верхнетриасового возраста. Такие же отложения выходят на дневную поверхность по южному борту синклиниория и обнажаются в прилегающей части альпийских отрогов Гиндукуша.

Западнее Тахтабазарского синклиниория геомагнитное поле представлено преимущественно линейными положительными аномалиями ΔT_a , в которых напряженность достигает 300 гамм. Севернее г. Кушки здесь вскрыты эфузивы среднего и основного состава, которые могут сопоставляться с аналогичными породами западной части Южно-Туркменского антиклиниория. Исходя из сказанного, этот антиклиниорий может быть значительно продлен на юго-восток, где он срезается почти под прямым углом альпийской складчатой областью.

Таким образом, Восточно-Каракумская складчатая система представляется как область сложной герцинской складчатости, структурные элементы которой выделяются в значительной мере условно или не выделяются вообще из-за недостатка геологических материалов. Однако считать эту территорию погруженной частью Центрально-Каракумского массива [Фузайлов, 1974], исходя из имеющихся малочисленных данных, не представляется возможным. Однозначное решение этого вопроса связано с глубоким бурением и вскрытием фундамента этой территории.

КЫЗЫЛКУМО-ТЯНЬШАНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

В пределах рассматриваемой территории располагается западное окончание Кызылкумо-Тяньшаньской складчатой системы. Частично погребенное под мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом западное окончание этой системы представлено в основном раннегерцинскими структурами (синклиниориями и антиклиниориями) и фиксируется по геолого-геофизическим данным в виде ряда сложно построенных структурных элементов.

Наиболее детально Кызылкумо-Тяньшанская складчатая система изучена в своей центральной и восточной частях [Лихачев и др., 1963; Гарьковец, 1964; Пятков и др., 1967], где отложения этой системы повсеместно обнажаются и хорошо выдерживаются по простиранию.

Характер распределения естественных геофизических полей, и в первую очередь геомагнитных, в большинстве случаев позволяет четко трассировать структурно-тектонические элементы, увязывая их с горным обрамлением Западного Тянь-Шаня и Центральных Кызылкумов.

На границе с Сырдарьинским массивом выделяется Кызылкумо-Кураминская зона структурно-нерасчлененных герцинид. В геомагнитном поле она характеризуется линейно-мозаичными, в основном резко положительными аномалиями. На востоке фундамент этой зоны резко поднят: он выходит на поверхность в Кураминских горах, где его структурное положение не вполне ясно. На всей остальной территории герцинская зона погребена под плащом мезозой-кайнозоя. Судя по естественным обнажениям в Кураминских горах, эта зона сложена в основном средне- и верхнепалеозойскими отложениями складчато-глыбовой структуры, которые прорваны многочисленными гранитоидами палеозойского возраста.

Геологический материал закрытой части этой зоны малочислен. Здесь также вскрываются в отдельных скважинах гранитоиды и терригенные породы верхнего палеозоя.

Южнее располагается Северо-Букантауский и Тамдытауский синклиниории, которые выполнены терригенно-карбонатными и терригенными отложениями среднего и верхнего палеозоя. В геомагнитном поле эти синклиниории отличаются слабыми линейными отрицательными аномалиями. Между этими синклиниориями расположен Южно-Букантауский антиклиниорий, в ядре которого выходят метаморфизованные до степени слюдистых и кристаллических сланцев отложения верхнего протерозоя или нижнего палеозоя. Они с резким угловым несогласием перекрываются отложениями среднего палеозоя. Эти древние отложения могут рассматриваться как байкальский комплекс основания герцинской Кызылкумо-Тяньшаньской складчатой системы.

В геомагнитном поле Южно-Букантауский антиклиниорий характерен развитием слaboотрицательных мозаичных аномалий ΔT_a . Но по бортам антиклиниория развиты резкие положительные магнитные аномалии, которые объясняются разломными нарушениями по бортам антиклиниория.

Близкая геолого-геофизическая картина наблюдается и в Нуратинском антиклиниории, где под среднепалеозойским (раннегерцинским) складчатым комплексом залегает глубокометаморфизованный байкальский цоколь. В геомагнитном поле Нуратинский антиклиниорий представлен преимущественно слабоотрицательными аномалиями ΔT_a .

Западным ограничением отмеченных выше структурно-tektonических элементов служит Бельтауский массив.

Расположенный южнее Кульджуктау-Алайского синклиниория сложен сильно дислоцированными терригенно-карбонатными отложениями силура-девона. В геомагнитном поле синклиниорий представлен линейными отрицательными аномалиями ΔT_a , которые не замыкаются на уровне Бельтауского массива, а "прорываются" далеко к западу, в пределы Восточного Устюрта через узкий "коридор" между Бельтауским и Центрально-Каракумским массивами байкалид. Западнее этого "коридора" Кульджуктау-Алайский синклиниорий кулисно соединяется с южными окончаниями структурных зон Урала-Аятским синклиниорием и Арабо-Кустанайским антиклиниорием.

В западной, погруженной части Кульджуктау-Алайского синклиниория, видимо, развиты более молодые - средне- и особенно верхнепалеозойские отложения. Не исключено, что в позднегерцинском этапе эта часть синклиниория продолжала унаследованно развиваться.

Примыкающий с юга к Кульджуктау-Алайскому синклиниорию Байтерекско-Бухарский антиклиниорий в восточной части представлен древними глубокометаморфизованными породами, прорванными мощными интрузиями гранитоидов главным образом верхнепалеозойского возраста. Характерно и магнитное поле антиклиниория. Оно представлено резкими протяженными положительными аномалиями ΔT_a , интенсивность которых постепенно убывает в северо-западном направлении.

Байтерекско-Бухарский антиклиниорий, как и сопряженный с ним Кульджуктау-Алайский синклиниорий, "прорывается" за пределы Бельтауского массива в восточную часть Устюрта. Здесь в трансформированном магнитном поле он выделяется рядом протяженных аномалий магнитных пород субмеридионального простирания, которые в северной части антиклиниория отклоняются к западу.

В наблюденном геомагнитном поле западная часть Байтерекско-Бухарского антиклиниория выделяется серией положительных аномалий ΔT_a , которые протягиваются от центральной части Актумсукского платформенного поднятия в юго-восточном направлении несколько южнее Султануздага. В гравиметрическом поле - это зона отрицательных гравитационных аномалий, за исключением небольшой положительной аномалии на севере и крупной региональной гравитационной аномалии на юге. По бортам аномалий наблюдаются резкие гравитационные ступени.

Скважины, вскрывшие отложения фундамента, указывают на развитие гранитоидных пород на юге антиклиниория и терригенно-карбонатных отложений в его северной части.

Западное продолжение Байтерекско-Бухарского антиклиниория - впервые выделяемый Байчагырский антиклиниорий.

Основанием для его выделения являются: 1) характер геомагнитных аномалий ΔT_a , которые представлены здесь линейным максимумом средней интенсивности (до 150 гамм) северо-восточной протяженности; 2) распространение четких аномалий магнитных пород, соответствующих в основном конфигурации аномалий ΔT_a ; 3) разломные дислокации в бортовых частях Байчагырского антиклиниория, которые фиксируются сейсморазведочными профилями КМПВ.

Аномальное гравиметрическое поле антиклиниория не характерно: оно соответствует северо-западному замыканию гравитационного максимума и выражено как положительными, так и отрицательными значениями Δg . Это обстоятельство совместно с характером современной структуры поверхности геосинклинальных отложений Байчагырского антиклиниория указывает на его погребенный характер. Довольно активное постгеосинклинальное развитие территории Байчагырского антиклиниория привело к наложению на него тафрогенных и платформенных структур. Поэтому строение фундамента не отразилось на структуре более высоких тектонических комплексов.

Самый западный структурный элемент устюртской части Кызылкумо-Тяньшаньской складчатой системы - Аламбекский синклиниорий. В его пределах геомагнитные аномалии ΔT_a характеризуются отрицательными значениями субмеридионального простирания интенсивностью до 150 гамм и менее. Аномальное гравитационное поле также отрицательное. В пределах синклиниория скважины вскрыли терригенно-карбонатные отложения среднего - верхнего палеозоя. Аламбекский синклиниорий имеет ограниченные размеры. В западном направлении он замыкается, не доходя до Байчагырского антиклиниория, а на юге его замыкание связано с границей Центрально-Каракумского массива.

Коскалинский антиклиниорий, отмечавшийся нами ранее [Мирчинк и др., 1972] по характеру геомагнитного поля и допалеозойским отложениям фундамента на площади Коскала [Князев и др., 1970], современными материалами не подтверждается. Он включен в состав Яркимбайского массива и описан совместно с последним.

Таким образом, устюртская часть рассматриваемой складчатой системы не ограничивается только восточным Устюром, а протягивается значительно западнее, отделяя Северо-Устюртский массив от Яркимбайского.

Имеющиеся фактические геолого-геофизические материалы указывают на то, что Кызылкумо-Тяньшанская складчатая система представляет систему сложно сопряженных структурных элементов - синклиниориев и антиклиниориев, формирование которых в основном закончилось в конце раннегерцинского этапа развития.

Геолого-геофизические материалы не позволяют считать южные тектонические зоны Тяньшанид непосредственным продолжением Уральских зон [Гарковец, 1964; Пятков и др., 1967, Шульц мл., 1972].

Нам кажется более правильной тектоническая разработка, сделанная Р.Г. Гарецким и В.И. Шрайбманом в 1960 г.

и повторенная в близком варианте в монографии "Тектоника Туранской плиты" несколько расширенным авторским коллективом [Вольвовский и др., 1966]. Принципиально близкие взгляды на тектоническую природу этого сложного района высказали в последующие годы и другие исследователи, основываясь на дополнительных геологических и геофизических исследованиях [Летавин, 1966, 1970 б; Мирчинк и др., 1972].

УРАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Многочисленные и разнообразные структурные элементы эв- и миогеосинклинального характера, объединяемые в Уральскую складчатую систему, относятся к поздним герцинидам, завершившим геосинклинальное развитие в конце позднего палеозоя. Эта система, протягиваясь от южного побережья Аральского моря до Северного Ледовитого океана, — одна из наиболее протяженных герцинских геосинклинальных систем.

Нами характеризуется только южное окончание Уральской складчатой системы, которое в целом может рассматриваться, в современном тектоническом плане, в качестве поднятого кряжа фундамента молодых Сибирской и Туранской плит. Оно может быть условно разделено на две части. Одна, наиболее северная, включает южное окончание обнаженного Урала; вторая — южная часть, охватывает погребенные под мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом структурные зоны герцинид Южного Урала.

При рассмотрении погребенного окончания Уральской складчатой системы выделенные структурные элементы рассматриваются нами, вслед за Р.Г. Гарецким, В.И. Шрайбманом и другими авторами [1960], как продолжение структурных элементов обнаженной части Южного Урала (см. рис. 12, 13, вкл.).

Зилаирский синклиниорий — самая западная зона южного погружения Урала. Он выполнен мощной толщей верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений граувакковой формации и представлен на рассматриваемой территории южной редуцированной центриклинальной частью, перекрытой мощной толщей верхнепалеозойской молассы.

Магнитные породы Зилаирского синклиниория образуют интенсивные и протяженные магнитные аномалии, по своему характеру напоминающие аномалии прилежащей части Прикаспийской впадины. На юге магнитные аномалии восточной части этой зоны упираются в аномалии Северного Устюрта, а аномалии западной части несколько отклоняются к западу: как бы обтекают северо-западную часть Устюрта и резко обрываются в районе Северного чинка.

В наблюденном геомагнитном поле Зилаирский синклиниорий вырисовывается положительными значениями ΔT_a , причем напряженность поля убывает в юго-западном направлении. Восточный борт этой зоны фиксируется резким градиентом ΔT_a в сторону относительного падения напряженности поля. На юге зоны, в районе Северного чинка Устюрта, где

резко обрываются аномалии магнитных пород, располагается ряд минимумов ΔT_a с общей ориентировкой перпендикулярно Уральской. Для северо-восточной части зоны характерно мозаичное поле, а на остальной территории преобладают линейные простирации изогамм.

В аномальном гравитационном поле рассматриваемая зона характеризуется отрицательными значениями Δg . На восточном борту выделяется резкий градиент Δg .

Сейсмические исследования МОВ, ОГТ и КМПВ, проведенные в прилегающей к Зилаирскому синклиниорию части Прикаспийской впадины, Актюбинском Приуралье, Примугоджарье и Северном Приаралье, позволили в значительной мере детализировать структуру различных горизонтов платформенного чехла и поверхности доплатформенных отложений, а частично выявить и внутреннее строение палеозойского комплекса.

Глубокое разведочное бурение вскрыло отложения фундамента на ряде поднятий этой и соседней зоны. Детально вопросы строения данной территории рассматривались ранее в работах ряда исследователей [Казаков и др., 1958; Гарецкий, Шрайбман, 1960; Гарецкий, 1962] и поэтому подробно здесь не излагаются.

На карте магнитных пород в зоне Зилаирского синклиниория отсутствуют характерные для Урала аномалии, которые, как отмечалось выше, относятся к краевой части Прикаспийской впадины Русской платформы и далее к северу прослеживаются до центральной части Башкирского антиклиниория Урала, сложенного складчатыми комплексами байкалид. Иначе говоря, под Зилаирским синклиниорием, по геомагнитным данным, прослеживается древний фундамент, характерный для восточной части Русской платформы. Магнитные аномалии "уральского происхождения" в этой зоне отсутствуют. Это положение наводит на мысль о наложенном характере Зилаирского синклиниория. Судя по всем имеющимся материалам, Зилаирский синклиниорий имеет преимущественно тектонические контакты с окружающими структурами.

Южно-Эмбенский синклиниорий может рассматриваться в качестве структурного элемента, близкого к Зилаирскому синклиниорию, однако непосредственно с ним не связанного и расположенного под углом к последнему. Граувакковая формация верхнего девона-нижнего карбона, выполняющая Южно-Эмбенский синклиниорий, близка к аналогичным по возрасту отложениям Зилаирского синклиниория.

Характер региональных геофизических полей Южно-Эмбенского среднепалеозойского синклиниория весьма своеобразен.

В аномальном гравитационном поле выделяется крупный Южно-Эмбенский максимум силы тяжести. Он охватывает не только Южно-Эмбенский среднепалеозойский синклиниорий, но и прилежащую с севера часть Прикаспийской впадины. Происхождение максимума, охватывающего принципиально различные геотектонические элементы (с одной стороны, среднепалеозойский синклиниорий Урала, а с другой, прилежащий борт Прикаспийской впадины), становится понятным, если учесть, что эта территория была поднята в конце каменно-

угольного или в начале раннепермского времени и вплоть до юрского времени подвергалась интенсивному размыву. Об этом говорит отсутствие пермских и триасовых отложений в пределах центральной части поднятия.

Таким образом, гравитационный максимум отражает до-пермское поднятие, погребенное в последующее время. Поскольку геотектоническая разнородность Южно-Эмбенского платформенного поднятия, по нашему мнению, доказана ранее рядом исследователей [Гарецкий и др., 1961 а, б; Яншин и др., 1961], мы не будем останавливаться детально на этом вопросе.

На карте магнитных пород отчетливо видно, что интенсивные протяженные аномалии магнитных тел пересекают почти под прямым углом Южно-Эмбенский синклиниорий, имеющий субширотное простирание. Они резко затухают на южном борту синклиниория, "утыкаясь" в мозаичное поле Северного устюрта. Крупный максимум ΔT_a интенсивностью свыше 300 гамм располагается севернее Южно-Эмбенского синклиниория, который находится на его южном борту. Поэтому интенсивность напряженности геомагнитного поля Южно-Эмбенского синклиниория постепенно убывает в южном направлении до нейтральных и слабоотрицательных значений.

Сейсмические исследования методом ГСЗ и КМПВ показывают, что ложе кристаллических допалеозойских пород под Южно-Эмбенским синклиниорием образует широкий грабен, тогда как залегающий выше палеозойский комплекс в современном структурном плане образует антиклиниорий, четко прослеживающийся в рельфе доюрской поверхности.

По горизонтам платформенного чехла Южно-Эмбенское поднятие не фиксируется. На его месте располагается моноклиналь с падением пород в южном направлении.

Как отмечалось выше, породы палеозойского возраста известны по ряду глубоких скважин, причем на северном крыле поднятия вскрыты верхне-среднепалеозойские отложения платформенных карбонатных формаций, а на южном крыле терригенные граувакковые формации среднепалеозойского возраста, которые, по мнению И.С. Вольтовского и других авторов [1966], хорошо сопоставляются с одновозрастными образованиями Зилаирского синклиниория Урала. Об этом же еще раньше писали Р.Г. Гарецкий и другие авторы [1961]. Эти исследователи полагают, что южный склон Южно-Эмбенского гравитационного максимума (Южно-Эмбенский среднепалеозойский синклиниорий по нашей терминологии) относится к внешней миогеосинклинальной зоне погребенных субширотных герцинид, не относящихся к Уральской складчатой системе.

Приведенные выше данные позволяют считать Южно-Эмбенский синклиниорий структурным элементом, сходным с Зилаирским синклиниорием, хотя не исключено, что в зоне их взаимного перехода имеются структурные осложнения, в результате чего эти тектонические элементы имеют своеобразное сочленение. С запада и северо-запада Зилаирский и Южно-Эмбенский синклиниории граничат с Прикаспийской впадиной, а с востока и юго-востока - с Уралтауским и Мынсуалмас-

ским антиклинариями Урала, от которого они отделяются крупными разломами. Шовный характер сочленения Южно-Эмбенского синклиниория с Прикаспийской впадиной был показан ранее рядом исследователей [Гарецкий, Шрайбман, 1960; Гарецкий и др., 1962; Яншин и др., 1961]. К западу Южно-Эмбенский синклиниорий выклинивается, не доходя до побережья Каспия.

В связи с тем, что глубинное строение Южно-Эмбенского синклиниория в последнее время трактуется неоднозначно, рассмотрим этот вопрос более детально.

На северной периферии Устютарта палеозойские отложения вскрыты на Южно-Эмбенском погребенном палеозойском поднятии в скв. 4 и 7 площади Туресай и в скв. 10 и 11 Жанасу [Гарецкий и др., 1961 а, 1962; Чарыгин и др., 1963]. Они представлены терригенным глинисто-песчано-конгломератовыми толщами с подчиненными прослоями известняков, наибольшие мощности, превышающие 500 м, характерны для пачек конгломератов. Остальные литологические разновидности имеют меньшие мощности. Суммарные мощности вскрытых отложений верхнего девона-нижнего карбона на Южно-Эмбенском поднятии составляют около 3000 м. Все они значительно дислоцированы. Углы падения в нижнекаменноугольных отложениях составляют 10–25°, в среднем 15–20°; в верхнедевонских увеличиваются от 30 до 70°, в среднем составляя 45–55°. Толща метаморфизована в зеленокаменной фации (до появления обильных хлоритов). По мнению Р.И. Грачева [1959], А.Л. Яншина и других соавторов [1961], эти отложения хорошо сопоставляются формационно с одновозрастными образованиями Зилаирского синклиниория Урала, которые относятся к геосинклинальным отложениям внутренней части миогеосинклинальной зоны Уралид [Херасков, 1967] и представлены грауваковой и глинисто-кремнистой формациями.

Что касается формационной характеристики верхнедевонско-нижнекаменноугольных отложений Южно-Эмбенского поднятия, то они имеют несколько более грубый состав (морская сероцветная моласса), что может объясняться более ранними и интенсивными тектоническими движениями южного замыкания Уралид. Их литолого-петрографическая, формационная и структурная характеристики однозначно указывают на миогеосинклинальный характер тектонического режима, развитого на этой территории в течение, по крайней мере, позднего девона и раннего карбона.

Как известно, глубинное строение Северного Устютарта привлекало внимание многих исследователей. Широко известны многочисленные варианты тектонических схем, выполненные в различное время А.Д. Архангельским и проанализированные А.Л. Яншиным [1951] в связи с разработкой собственной тектонической схемы этого района. Этому же вопросу в дальнейшем были посвящены ряд исследований [Яншин, 1955, 1962; Казаков, 1957; Фотиади, 1958; Гарецкий, Шрайбман, 1960; Неволин, 1961; Вольтовский и др., 1966; Бакиров и др., 1968]. В большинстве они трактовали Южно-Эмбенское поднятие как геосинклинальный, или передовой

(краевой), прогиб Уральской складчатой системы, а в пределах Устюрта помещали Северо-Устюртский срединный массив более древней додгерцинской консолидации. В таком общем варианте эта проблема сохранялась до настоящего времени.

В настоящее время в связи с получением новых материалов КМПВ ряд исследователей склонны пересмотреть эти тектонические концепции. Основным толчком, послужившим к этому, стали региональные профили КМПВ, так как на некоторых четко прослеживаются две высокоскоростные преломляющие границы (рис. 14, вкл.). Нижняя из них имеет $V_g = 5300$ - 6100 см (а в более северных районах - до 6500 м/с) и отождествляется с древним фундаментом, аналогичным фундаменту Русской платформы; он залегает в пределах Северного Устюрта на глубинах 4-12 км и имеет блоковое строение. Выше прослежен еще один преломляющий горизонт с $V_g = 5000$ - 5600 м/с, (на севере - до 6100 м/с) отождествленный с доверхнепермской поверхностью. Обе поверхности в самых общих чертах повторяют друг друга. Это позволило рассматривать комплекс отложений, расположенный между этими сейсмическими границами, не складчатым, т.е. платформенным или переходным (эпигеосинклинальным и т.п.). Мощность этого комплекса достигает 5000-8000 м.

В пределах Южно-Эмбенского поднятия складчатые отложения среднего палеозоя (верхнего девона-нижнего карбона) залегают на глубине 2-2,3 км. Их наибольшая вскрытая мощность достигает более 1000 м. Высокоскоростной преломляющий горизонт, отождествляемый с допалеозойским фундаментом, расположен под Южно-Эмбенским поднятием на глубинах порядка 8-9 км. Мощность заведомо складчатого палеозоя здесь составляет 6-7 км. Особо отметим одно весьма важное обстоятельство: преломляющий горизонт $V_g = 6400$ м/с (поверхность фундамента) прослеживается под складчатой зоной. Но со складчатой поверхностью совпадает и другой высокоскоростной горизонт $V_g = 5900$ м/с, отождествляемый в других местах Северного Устюрта с поверхностью нескладчатого палеозоя.

Как видно, геологические данные указывают на то, что толща, заключенная между двумя отмеченными выше преломляющими горизонтами, не может рассматриваться как нескладчатый (платформенный, переходный и пр.) комплекс. На примере Южно-Эмбенского поднятия отчетливо видно, что это типично миогеосинклинальный складчатый и метаморфизованный тектонический комплекс ранних герцинид Урала.

Установив преломляющие границы под складчатым комплексом Южно-Эмбенского поднятия, некоторые исследователи подставили под сомнение геосинклинальную природу слагающих его отложений среднего палеозоя, что, на наш взгляд, принципиально неверно.

Вместо того, чтобы попытаться найти объективное объяснение полученным фактам и критически оценить возможности применения сейсморазведки КМПВ в данном районе для выяснения его глубинного строения, ставятся под сомнение или игнорируются геологические материалы буре-

ния и убедительно разработанные на их основании тектонические концепции предыдущих исследователей. Впрочем, некоторые из них весьма охотно приняли новые тектонические концепции о глубинной природе палеозойского Южно-Эмбенского поднятия, не признавая, однако, "ошибочности" своих предыдущих взглядов.

Известно, что имеется несколько вариантов глубинного геологического строения рассматриваемой территории. Наиболее простым, логичным и убедительным, не противоречащим новым геофизическим материалам, является старый вариант, высказанный впервые Р.И. Грачевым [1959], а затем более подробно разработанный в ряде работ А.Л. Яншина [1962], Р.Г. Гарецкого и его соавторов [1961, 1962] и др. В этом тектоническом варианте, как указывалось выше, палеозойские отложения Южно-Эмбенского поднятия рассматривались как миогеосинклинальные отложения и сопоставлялись с одновозрастными отложениями Зилаирского синклиниория Западного Урала. В последнее время этот вариант был несколько усложнен выделением к югу от Южно-Эмбенского геосинклинального прогиба Предустюртского (Мынсуалмасского) погребенного поднятия [Булекбаев и др., 1970] типа древнего антиклиниория с развитыми в его пределах основными эфузивами и ультрабазитовыми интрузиями, гальки которых присутствуют в конгломератах верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений современного Южно-Эмбенского поднятия.

Мынсуалмасский антиклиниорий выделяется в структуре фундамента, приподнятой до глубины 7-9 км поверхностью и уменьшенными мощностями (до 4000-5000 м) миогеосинклинального комплекса, слагающего антиклиниорий. Он протягивается параллельно Южно-Эмбенскому синклиниорию. Его размеры составляют 300 x 40-80 км. На юго-западе он погружается под Северо-Бузачинскую зону верхнепалеозойского Донбасско-Бузачинского синклиниория, а к северу сливается с Уралтауским антиклиниорием, который на юге значительно расширяется, образуя единую крупную антиклиниорную структуру.

Уралтауский антиклиниорий Уралид располагается восточнее Зилаирского синклиниория. Его западная граница с этим синклиниорием проходит по крупному разлому (надвигу). Центральная часть Уралтауского антиклиниория сложена кристаллическими сланцами докембрийского возраста, на которых на западе залегают нижне- и среднепалеозойские отложения Сакмарской зоны, тесно связанные тектонически с Уралтау и являющейся западным крылом Уралтауского антиклиниория. К югу строение антиклиниория усложняется. Здесь значительная его часть перекрывается ультраосновными породами Кемпирсайского массива и наложенными средне- и верхнепалеозойскими синклиниориями.

В наблюденном геомагнитном поле эта зона характеризуется отрицательными значениями ΔT_a , интенсивность которых достигает менее 250 гамм. Поле - мозаичное.

В аномальном гравитационном поле южное окончание Уралтауского антиклиниория фиксируется резко положительными

значениями Δg по отношению к окружающим территориям. Характер поля — линейно-мозаичный, что отражает, с одной стороны, общее поднятое положение этой зоны, а с другой, частные осложнения, возникающие на общем фоне поднятия.

Магнитогорский (Зеленокаменный) синклиниорий расположен восточнее антиклиниория Уралтау и сложен вулканогенно-осадочным комплексом силура, нижнего и среднего девона и терригенно-карбонатными отложениями верхнего девона общей мощностью более 4000 м. На юге обнаженной части Магнитогорского синклиниория расположена, вероятно, остаточная Берчогурская синклиналь, выполненная терригенно-карбонатным комплексом верхнего девона-нижнего карбона общей мощностью около 2000 м. В трансформированном геомагнитном поле здесь выделяются четкие линейные аномалии магнитных пород, имеющие значительную протяженность.

Карта наблюденных значений ΔT_a указывает на то, что магнитные аномалии отрицательного знака, характерные для этой зоны, протягиваются к югу до северного чинка Устютара.

В аномальном гравитационном поле зона Магнитогорского синклиниория характеризуется в основном отрицательными значениями Δg .

Еще восточнее располагается Урало-Тобольский антиклиниорий. Эта сложно построенная приосевая зона Урала отделяется от предыдущей зоны крупным разломом. В осевой части антиклиниория развиты сильно метаморфизованные гранито-гнейсовые комплексы, кристаллические сланцы и кварциты докембрия и нижнего палеозоя. В отдельных местах в наложенных грабенах встречаются более молодые (до среднего карбона включительно) вулканогенно-терригенно-карбонатные отложения. Породы Урало-Тобольской зоны прорваны гранитоидами нижнекарбонового возраста.

Распределение аномалий магнитных пород в пределах антиклиниория выражено их сгущением в центральной части. Аномалии узкие, как правило, сравнительно небольшой протяженности, иногда изменяющие ориентировку с меридиональной на юго-восточную.

В наблюденном магнитном поле антиклиниорий выделяется линейно-мозаичным характером аномалий разного знака, причем в южной части преобладают отрицательные аномалии ΔT_a .

Весьма показательно, что простирания аномалий ΔT_a в южной части антиклиниория изменяются на северо-западное. Здесь же на ряде площадей известны верхнепалеозойские орогенные граниты, прорывающие более древние отложения. Не исключено, что северо-западные простирания магнитных аномалий указывают на более позднюю верхнепалеозойскую структурно-магматическую переработку южной части Урало-Тобольского антиклиниория.

По материалам сейсморазведки КМПВ [Сапожников, 1973], метаморфизованные и дислоцированные отложения нижнего-среднего палеозоя и допалеозоя, слагающие антиклиниорий, соответствуют преломляющему горизонту $V_g = 6100-6500$ м/с. Этот горизонт привязан геологически к скважинам на Аккуловской, Базайской и других площадях. К югу, в пределах

Косбулакского прогиба, этот горизонт также хорошо прослеживается работами КМПВ, хотя здесь он погружается на глубины 8-12 км и выше него появляется новый горизонт с $V_g = 5700-6000$ м/с, отвечающий, вероятно, миогеосинклинальному средне-верхнепалеозойскому комплексу отложений, близкому к отложениям Южно-Эмбенского синклиниория. Эти отложения относятся к более молодому структурному этажу и залегают в иных структурных условиях, чем подстилающий их байкальско-раннегерцинский комплекс основания уральской геосинклиналии, слагающий Урало-Тобольский антиклиниорий, который, вероятно, протягивается значительно дальше к югу, до северного борта платформенного Актумусского поднятия.

Расположенный восточнее Аятский синклиниорий сложен мощными осадочными и осадочно-вулканогенными комплексами среднего и верхнего палеозоя [Херасков, 1967; Мамаев, 1967].

В геомагнитном поле Аятский синклиниорий выделяется различными по форме и размерам отрицательными аномалиями ΔT_a , которые на севере (в пределах обнаженной южной части Урала) сужаются, несколько расширяясь к югу, и достигают южного побережья Аральского моря. Юго-западная часть Аятского синклиниория кулисно граничит с западным продолжением Кульджуктау-Алайского синклиниория Тяньшанди. Гравитационное поле Аятского синклиниория в общем отрицательно.

Одной из восточных структурных зон Южного Урала является Арало-Кустанайский антиклиниорий, который сложен мощными эфузивами нижнего карбона, прорванными интрузиями среднего состава. На магнитной карте антиклиниорий выделяется многочисленными четкими и весьма интенсивными (до 600 гамм) аномалиями ΔT_a , имеющими линейно-мозаичный характер. Этот синклиниорий по геомагнитным и геологическим материалам прослеживается в юго-восточную часть Приаралья. Здесь Арало-Кустанайский антиклиниорий упирается в Бельтауский массив.

Геомагнитная и геологическая характеристики Бельтаусского массива позволили высказать предположение о том, что он, возможно, является южной приподнятой частью Арало-Кустанайского антиклиниория.

Наиболее восточная структурная зона Уралид - Жуванская зона. Ее структурное положение в качестве краевой структурной зоны Уралид не совсем ясно. Р.Г. Гарецкий и В.И. Шрайбман [1960] считают ее краевой геоантиклинальной зоной Уралид. Но ее геомагнитные данные, отличающиеся спокойным отрицательным линейным магнитным полем, не характерны для геоантиклиналей. Отсутствие в настоящее время достаточно убедительных геологических материалов оставляет вопрос о структурном положении Жуванской зоны открытым.

Таким образом, подводя итог изучению структурных элементов южного погружения Уральской складчатой системы, можно отметить, что ее западные структурные зоны (Зилаир-

ская и Южно-Эмбенская) в значительной мере контролируются прилежащим бортом Прикаспийской впадины. Более восточные структурные зоны протягиваются далее к югу, контактируя с различными структурными элементами Тяньшанид или ограничивающимися Бельтауским массивом.

ДОНБАССКО-БУЗАЧИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Верхнепалеозойская Донбасско-Бузачинская складчатая система в целом представляет крупный и сложно построенный синклиниорий, заложенный на глубоко погруженном борту Русской платформы и в восточной части Днепровско-Донецкой платформенной впадины. Это новообразованная позднепалеозойская миogeосинклиналь, основное развитие которой началось с веневского века раннего карбона и продолжалось до поздней перми. За это время здесь накопилось более 10 000 м преимущественно терригенных и угленосных отложений. Впервые эта складчатая система под названием Донбасско-Промысловой зоны была выделена и описана в 1960 г. [Маловицкий, Летавин, 1960].

Структурная характеристика позднепалеозойского комплекса, выполняющего Донбасско-Промысловский синклиниорий, может быть намечена только в самых общих чертах (см. рис. 11). В западной части рассматриваемого синклиниория примерно до меридиана г. Элиста прослеживаются основные структурные зоны Донбасса, т.е. зоны линейных протяженных складок на юге (южнее г. Элиста) и зона мелкой складчатости на севере. Что касается структуры более восточных районов, то она практически неизвестна, хотя здесь имеется достаточное количество скважин, вскрывших отложения фундамента. Их практическая некоррелируемость по каротажу из-за литологической однородности разреза не дает возможности провести надежных структурных построений. Единственное, о чем можно говорить в настоящее время с уверенностью, — это практически повсеместная дислокированность верхнепалеозойских отложений Донбасско-Промысловского синклиниория. Углы наклона пород изменяются, как правило, в широком диапазоне от 20–30° до 60–70°, преобладают углы 30–50°. Повсеместная дислокированность на широкой территории исключает предположение о локальных дислокациях в зонах разломов.

Характер естественных геофизических полей в пределах рассматриваемой территории довольно специфичен. Аномальное геомагнитное поле характеризуется пониженными значениями ΔT_a , которые в общем плане соответствуют, видимо, осевой, наиболее погруженной части синклиниория, тяготеющей к его южной половине.

Магнитные тела этой территории отличаются слабой намагниченностью и крупными размерами. Их оси располагаются параллельно общему простиранию синклиниория. Только на севере его в зоне, граничной с древней Восточно-Европейской платформой, выделяются субмеридиональные геомагнитные максимумы интенсивностью до 450 гамм, геологическая природа которых до сих пор не совсем ясна. В

зонах максимумов также субмеридионально располагаются и магнитные тела, часть из которых пересекает границу молодой и древней платформ.

Гравиметрическое поле в центральной части носит мозаичный характер. На юге, в зоне сочленения с западной частью Манычских прогибов, наблюдается резкая гравитационная ступень, постепенно расплывающаяся в восточном направлении. Общие значения аномального гравиметрического поля этой части Донбасско-Промысловского синклиниория довольно высокие. Аномалии вертикального градиента силы тяжести имеют мозаичный характер на западе рассматриваемой территории.

Граница Донбасско-Бузачинской складчатой системы с Русской платформой проходит по зонам надвигов, амплитуды которых увеличиваются в восточном направлении. Южная граница системы также проходит по зонам крупных разломов, однако определить их характер затруднительно. Видимо, это зона глубинных разломов с падением плоскостей в северном направлении.

Позднегерцинский складчатый комплекс разбит серией разрывных нарушений, которые совпадают с простиранием складчатости или секут ее.

Западное замыкание Донбасско-Бузачинской складчатой системы происходит примерно на меридиане г. Харькова и характеризуется сложным фестончатым контуром. Восточное замыкание системы точно не установлено, поскольку оно перекрывается мощными толщами отложений переходного (тафрогенного) и платформенного комплексов. По геофизическим и единичным буровым материалам, оно может быть условно намечено в западной части плато Устюрт и в восточном Мангышлаке, где контактирует с тектоническими элементами Западно-Каракумской складчатой системы и северного Устюрта.

Структурное расчленение Донбасско-Бузачинской складчатой системы до сих пор не производилось из-за трудностей выделения отдельных, даже сравнительно крупных структурных элементов. Здесь делается первая попытка такого расчленения.

В современной структуре складчатого Донбасса выделяются два основных элемента: зона крупных линейных складок и зона мелкой складчатости. Первая из зон приурочена к центральной и южной частям синклиниория и характеризуется закономерным чередованием протяженных антиклиналей и синклиналей. Зона крупных линейных складок отличается наибольшими мощностями каменноугольных отложений и в структурном отношении представляет наиболее прогнутую часть позднепалеозойского синклиниория, каким является в целом Донбасско-Бузачинская складчатая система. Линейные антиклинальные и синклинальные складки протяженностью в первые сотни километров осложнены на крыльях серией нарушений, которые имеют характер взбросов и крутых надвигов. Этот характер дислокаций верхнепалеозойских отложений открытой части Донбасса сохраняется в восточном направлении и прослеживается под чехлом мезозой-кайнозоя примерно до меридиана г. Элиста.

Из крупных положительных элементов этой зоны выделяются Главная и Северная антиклинали. Кроме того, к югу от Главной антиклинали выделяются первая и вторая Южные антиклинали [Дубинский, 1956], погребенные под чехлом мезозойско-кайнозойских платформенных отложений.

Шарниры антиклиналей значительно ундулируют. Особенно резкое их воздымание происходит в центральной части Донбасса. Здесь Главная антиклиналь распадается на систему мелких складок и образует поднятый блок, именуемый Нагольным кряжем. В его пределах на поверхность выходят наиболее древние породы намюрского яруса нижнего карбона (свиты $C_1^5 - C_1^4$), представленные монотонными терригеническими алевролито-глинистыми сланцами с редкими прослоями песчаников. Угли и известняки в разрезе этих отложений отсутствуют.

В центральной части Главной антиклинали на Нагольном кряже пробурена параметрическая скважина Бобриково-1, вскрывшая разрез нижнекаменноугольных отложений (свиты $C_1^4 - C_1^3$); эти относительно низкие стратиграфические горизонты показывают, что общие мощности отложений нижнего карбона в районе Нагольного кряжа, видимо, не превышают 5000–6500 м. Эти сравнительно небольшие для Донбасса величины указывают на то, что в процессе складчатости в центральной части Донбасса были вовлечены в дифференцированные (восходящие в пределах антиклиналей и нисходящие в синклиналях) движения не только осадочные отложения карбона, но и более древние породы, в том числе и породы кристаллического фундамента. В последнее время появились косвенные данные, указывающие на глыбовое строение центральной зоны Донбасса – зоны крупных линейных складок. Причем простирание глыбовых структур фундамента соответствует простиранию основных структурных элементов в каменноугольных отложениях. Осложнения центральных частей глубоких прогибов глыбовыми положительными структурами встречаются и в других местах. В этом отношении Донбасско-Бузачинский синклиниорий не составляет исключения.

Описанное выше строение зоны крупных линейных складок можно предполагать на весьма протяженном пространстве от меридиана г. Донецка до г. Элиста, т.е. на расстоянии не менее 500 км. Эта структурная зона, состоящая из ряда протяженных антиклинальных и синклинальных складок, занимает центральную и южную части Донбасско-Бузачинского синклиниория. Своими южными антиклиналями она прижата к южному борту синклиниория, оставляя только узкую полосу моноклинали южного борта.

Моноклиналь южного борта Донбасско-Бузачинского синклиниория изучена только в его западной части, непосредственно примыкающей с юга к обнаженной части Донбасса. Восточное продолжение моноклинали не изучено; не исключено, что восточнее р. Дон она выклинивается.

Севернее зоны крупных линейных складок располагается зона мелкой складчатости, состоящая из узких гребневидных антиклиналей и широких, разделяющих их синклиналей.

Эта зона нарушена значительным количеством разрывов различного типа. Наиболее крупное нарушение в северной части зоны мелкой складчатости - Главный Северо-Донецкий надвиг - обычно считается границей между наложенной миогеосинклиналью Донбасса и Русской платформой.

В восточном направлении зона мелкой складчатости прослеживается примерно до линии железной дороги Сальск-Волгоград. Восточнее этой линии характер разреза каменноугольных отложений резко меняется, реперные горизонты исчезают и отложения становятся практически не коррелируемыми. То же наблюдается и в других, более южных структурных зонах.

Исчезновение в восточной части Донбасса мощной продуктивной паралической формации, которая в западных частях представлена весьма выдержаным по площади чередованием терригенных отложений с пластами известняков и углей, объяснялось различными исследователями по-разному. Большинство полагает, что это обусловлено литолого-палеогеографическими особенностями. Роль структурного фактора обычно или вообще не учитывалась, или ему придавалось второстепенное значение. Только в самое последнее время в этот вопрос внесена некоторая ясность. В северо-восточной части Восточного Донбасса между р. Дон и линией железной дороги Сальск - Волгоград (юго-западнее г. Котельниково) Волго-Донским территориальным геологическим управлением на Цимлянской разведочной площади пробурен широтный профиль структурных скважин, которые вскрыли отложения карбона на значительную глубину. Точное стратиграфическое положение отложений, пройденных каждой скважиной, базировалось на детальной микропалеонтологической характеристике маркирующих горизонтов известняков. В результате на широтном профиле (из пяти скважин) общей протяженностью около 10 км установлен четкий подъем маркирующих горизонтов в восточном направлении (рис. 15). Если западные скважины вскрыли разрез верхов среднего карбона в пределах известняков $N_1 - K_3$, то восточная скважина вскрыла бескарбонатный терригенный разрез башкирского яруса среднего карбона, по литологической характеристике близкого к разрезам, вскрываемым многочисленными скважинами восточных районов. Установлено, что в восточном направлении происходит значительный подъем каменноугольных отложений, и на домезозойскую поверхность выходят различные стратиграфические горизонты карбона. Стало известно также, что разрез нижней части среднего карбона (башкирский и, возможно, низы московского яруса) представлен терригенной безугольной и бескарбонатной алевролито-глинистой толщей. Значительного поперечного к донецким простирациям разрывного нарушения, обособляющего тектонический блок, в Восточном Донбассе не установлено, хотя крупный разлом, контролирующий восточный борт собственно Донбасса, и не исключен.

Таким образом, изменение характера разреза каменноугольных отложений к востоку от Донбасса связано со структурно-литологическим фактором.

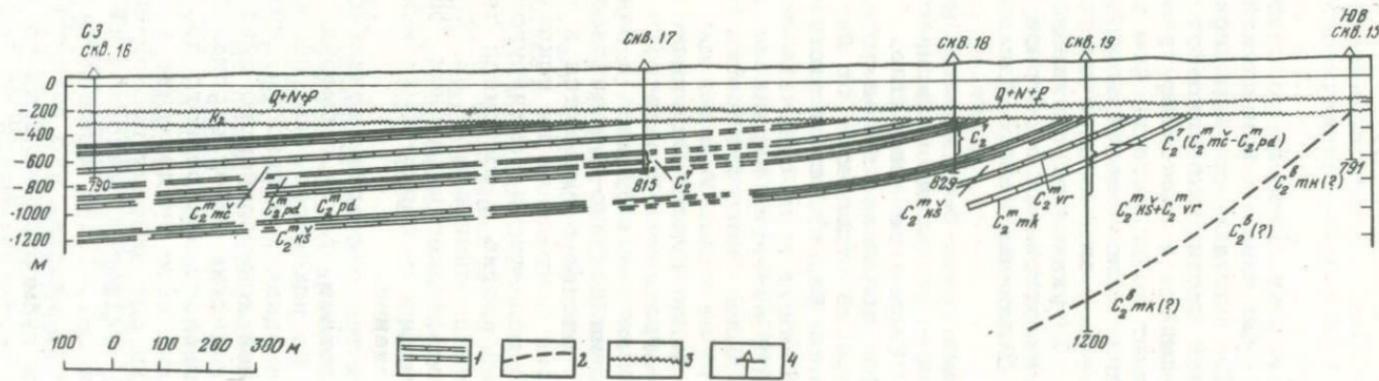


Рис. 15. Геологический профиль Цимлянской площади (по материалам Волго-Донского геологического управления)

1 – маркирующие известняки в толще московского яруса среднего карбона; 2 – предполагаемая граница московского и башкирского ярусов среднего карбона; 3 – стратиграфические несогласия; 4 – структурные скважины

Характер тектоники зоны мелкой складчатости за пределами развития карбонатно-терригенной паралической формации не установлен, поскольку в разрезе отсутствуют четкие коррелятивы. Но не исключено, что тектонические формы, свойственные этой зоне, протягиваются значительно восточнее.

Крупное поперечное поднятие, западное крыло которого установлено профилем структурных скважин Цимлянской площади, располагается на большей части кряжа Карпинского, т.е. соответствует центральной части Донбасско-Бузачинской складчатой системы. Имеющиеся в настоящее время геологические материалы позволяют предполагать, что в районе западного побережья Каспия располагается восточное крыло этого крупного структурного элемента рассматриваемой складчатой системы. На это указывает появление верхнекаменноугольно-нижнепермских отложений в опорной Джанайской скважине и в других скважинах Северо-Западного Прикаспия.

Донецко-Бузачинская система может быть разделена на два крупных прогиба (Донецкий - на западе и Джанайский - на востоке) и разделяющее их Калмыцкое поднятие. Такая схема напоминает тектоническое положение более западной территории, где Припятский прогиб отделяется от Днепровско-Донецкой впадины поперечным Черниговским выступом.

Границы Донецкого прогиба могут быть очерчены по характерным структурным формам и развитию паралической формации. Что касается впервые выделяемого Джанайского прогиба, то его границы пока что не ясны. Условно они могут быть проведены на западе по линии Кумско-Сарпинского разлома, а на востоке - по линии Аграханско-Гурьевского разлома. Далее к востоку, в пределах Южных Бузачей и Мангышлака, каменноугольные отложения Донецко-Бузачинской складчатой системы, вероятно, постепенно воздымаются и выклиниваются. Однако на территории Мангышлака не исключено появление нового поперечного поднятия в каменноугольных отложениях, отделяющего новый прогиб в восточной части Мангышлака. Такое предположение основывается на том, что в Восточном Мангышлаке, по геофизическим данным, фиксируются весьма значительные мощности пермо-триасовых, и особенно более древних, отложений.

Очевидно, что современная тектоническая зональность Донбасса включает как субширотные, так и субмеридиональные тектонические элементы. Не исключено, что наиболее древней является субмеридиональная зональность, связанная с блоковой дифференциацией докембрийского фундамента.

В этой связи Калмыцкое поднятие может рассматриваться как продолжение Ставропольского поперечного поднятия, которое, как известно, находит свое продолжение в Закавказье. В северном направлении оно находит продолжение в Воронежском выступе Русской платформы [Шатский, 1947; Крылов и др., 1959; Миличин и др., 1959; Маловицкий, 1970].

В настоящее время можно утверждать, что найдено недостающее звено в зоне крупных субмеридиональных поднятий допалеозойского фундамента, протягивающееся от Воронеж-

ского выступа и его восточных склонов через Донбасс, Предкавказье, Центральный Кавказ, Закавказье и далее к югу.

Что касается структурно-тектонического районирования Донбасско-Бузачинской складчатой системы по верхнепалеозойским отложениям в более восточных районах (по сравнению с рассмотренными выше), то здесь структурные элементы, аналогичные выделенным зонам в западной части этой системы, показываются условно по геофизическим и в меньшей степени по буровым материалам. Здесь выделяются три структурные зоны: Центрально-Мангышлакская, Южно- и Северо-Бузачинская.

Центрально-Мангышлакская зона, занимающая в основном Центральный и Южный Мангышлак, отличается развитием верхнепалеозойских (верхне-среднекаменноугольных) формаций донецкого типа. Эти отложения, вскрытые на Южном Мангышлаке в скв. 25 Жетыбай, представлены монотонным переслаиванием различных, часто карбонатных песчаников, алевролитов и аргиллитов темно-серых, иногда почти черных цветов, значительно дислоцированных, претерпевших глубокий эпигенез. По внешнему виду эти отложения резко отличаются от покрывающих их пестроцветных образований верхнепермского (?) возраста. В верхней части этой сероцветной толщи наблюдается повышенная каолинизация пород, что может указывать на континентальный перерыв между сероцветными и пестроцветными толщами. Сероцветные отложения скв. 25 Жетыбай вскрыты на глубину более 750 м. Органических остатков в них не найдено. По общему облику и литолого-петрографической характеристике они более всего походят на средне-верхнекаменноугольные отложения кряжа Карпинского. Имеется мнение об их верхнепермском возрасте [Крылов и др., 1975; Флоренский и др., 1975]. Эти исследователи сопоставляют их с отпанской свитой Горного Мангышлака.

Условно можно считать, что верхнепалеозойский (поздне-герцинский) фундамент Центрально-Мангышлакской структурной зоны представлен в основном терригенными песчано-глинистыми отложениями, весьма характерными для всего комплекса верхнего палеозоя Донбасско-Бузачинской складчатой системы.

Геофизическая характеристика этой зоны мало убедительна. Аномальное гравиметрическое поле отражает современную структуру, а слабоотрицательное геомагнитное поле (до 100 гамм) указывает на весьма значительную мощность амагнитных пород, приближаясь к геомагнитной характеристике южной части Донбасса и кряжа Карпинского. Только в восточной части зоны появляются слабоположительные локальные аномалии ΔT_a .

В трансформированном магнитном поле выделяется несколько малоинтенсивных, но протяженных аномалий магнитных пород.

Строение верхнепалеозойских отложений Южно-Бузачинской структурной зоны неизвестно, поскольку ни одна скважина

их не вскрыла. Ее геофизическая характеристика напоминает таковую в восточной части кряжа Карпинского.

В аномальном гравиметрическом поле территории Южно-Бузачинской структурной зоны невыразительна. Здесь наблюдается постепенное снижение аномальных значений Δg в южном направлении от слабоположительных до слабоотрицательных. Такой характер аномального гравиметрического поля указывает, по нашему мнению, на значительную глубину современного погружения верхнепалеозойских отложений этой зоны.

Геомагнитная характеристика представлена несколькими, довольно интенсивными положительными аномалиями ΔT_a , достигающими более 200 гамм. Они имеют небольшие размеры и мозаичный характер и могут косвенно указывать на раздробленность фундамента этой зоны.

В южной части Южно-Бузачинской зоны вскрыты отложения пермо-триаса, которые по своей дислоцированности, плотности и диагенетической измененности близки к аналогичным породам пермо-триаса центральной части горного Мангышлака (каратаяуской серии). В последнее время материалами глубокого бурения доказано, что под Южным и Центральным Мангышлаком располагаются складчатые верхнепалеозойские отложения Донбасско-Бузачинской складчатой системы; можно с известной степенью вероятности предполагать наличие такого же складчатого фундамента и в этой зоне.

Строение складчатого фундамента в пределах Северо-Бузачинской зоны наиболее проблематично.

В последние годы северная часть полуострова Бузачи многими исследователями (в том числе и нами) по типу фундамента относилась к Северо-Устюртскому массиву с допалеозойской консолидацией [Мирчинк и др., 1972; Буш и др., 1975]. Однако анализ старых геофизических материалов, подкрепленный новыми геолого-геофизическими данными, приводит к выводу, что фундамент этой территории, скорее всего, образует верхнепалеозойские складчатые комплексы, аналогичные более южным структурным зонам восточной части Донбасско-Бузачинской складчатой системы.

Геомагнитное поле Северо-Бузачинской зоны характеризуется крупным изометричным минимумом ΔT_a , который располагается в северной части полуострова Бузачи и протягивается с некоторым перерывом в юго-восточном направлении к западному борту Яркимбайского массива. Максимальная напряженность геомагнитного поля этого минимума превосходит 100 гамм в северной части полуострова, несколько снижаясь в юго-восточном направлении. Общая ориентировка этого магнитного минимума юго-восточная, параллельная ориентировке геомагнитных минимумов центральной части Донбасско-Бузачинской складчатой системы, в том числе и Центрально-Мангышлакской зоны. Интенсивности геомагнитных аномалий Центрально-Мангышлакской зон идентичны.

Аномальное гравитационное поле этих двух зон также близко. Крупный гравитационный максимум Северо-Бузачинской зоны располагается в северо-западной части полуострова Бузачи, постепенно убывая по интенсивности в юго-

восточном направлении. Близкая картина наблюдается и в пределах центральной части Мангышлака, где выделяется четкий линейный максимум Δg , который снижается на периклиналях Карагатуского поднятия.

Региональные исследования КМПВ, проведенные на полуострове Бузачи и в западной части Устюрта, указывают на значительное различие в строении поверхности фундамента этих зон.

Так, наблюдается крупное поднятие поверхности фундамента (преломляющего горизонта T_f), который залегает на глубинах 5-6 км, тогда как в пределах Западного Устюрта он опущен до глубин более 10 км. Примерно аналогичные перепады высот поверхности фундамента характерны для Центрального Мангышлака и окружающих его прогибов.

Наконец, материалы глубокого бурения указывают на то, что в пределах Северо-Бузачинского поднятия на небольших глубинах (менее 1000 м) залегают красноцветные отложения, относимые к пермо-триасу, дислоцированность и диагенез которых резко увеличивается с глубиной. На глубинах свыше 2500 м эти красноцветные отложения пронизаны серией карбонатных прожилок, значительно дислоцированы и диагенетически изменены. Они резко отличаются от всех красноцветных пермо-триасовых отложений, вскрытых на территории Северо-Устюртского массива.

Приведенные выше данные указывают на большое сходство геолого-геофизических параметров северной части полуострова Бузачи и Центрального Мангышлака. Поэтому не исключено, что здесь пермо-триасовые отложения по своему строению близки к аналогичным отложениям Центрального Мангышлака. В этом случае логично предположить, что фундамент этой зоны будет аналогичен фундаменту Мангышлака, который является позднегерцинским.

Фундамент Северных Бузачей и к юго-востоку от них сложен складчатыми верхнепалеозойскими отложениями, которые могут выделяться в Северо-Бузачинскую структурную зону, входящую в Донбасско-Бузачинскую складчатую систему.

Таким образом, высказанные ранее предположения об отнесении Северных Бузачей к зоне позднегерцинской складчатости [Обзорная..., 1964; Летавин, 1966; Мирчинк и др., 1966; Летавин и др., 1975] в настоящее время начинают подтверждаться новыми геолого-геофизическими материалами.

Структурные зоны восточной части Донбасско-Бузачинской складчатой системы фиксируются по геолого-геофизическим материалам на полуострове Бузачи и в центральной и южной частях Мангышлака. Сочленение этих зон со структурными элементами герцинид Западно-Каракумской складчатой системы происходит сложно и в ряде случаев показано условно.

Так, Южно-Бузачинская зона, вероятно, замыкается в районе юго-западного чинка Устюрта, севернее сопа Тузбаир. Центрально-Мангышлакская зона протягивается в восточную часть Мангышлакской системы дислокаций и выклинивается

на северном борту Жазгурлинского и Ассаке-Ауданского платформенных прогибов.

Северо-Бузачинская зона замыкается на западном борту Северо-Устюртского массива.

Необходимо учитывать, что Донбасско-Бузачинская складчатая система - наложенная структура. Но если в западной части она наложена на внутренний прогиб Русской платформы, в центральной - на ее погруженный борт, то в восточной части структурные зоны позднепалеозойского синклиниория накладываются уже на более молодые складчатые зоны - раннегерцинские и, возможно, байкальские.

В этом принципиальное отличие западной и восточной частей этой системы.

ГЛАВА VI

ДРЕВНИЕ МАССИВЫ В ФУНДАМЕНТЕ МОЛОДОЙ ПЛАТФОРМЫ ЮГА СССР

Описанные складчатые системы в фундаменте молодых платформ являются, как отмечалось выше, не единственными структурными элементами. Весьма значительное место в строении фундамента занимают древние жесткие массивы, в основном байкальской консолидации, которые разделяют складчатые системы герцинид. Роль этих массивов чрезвычайно велика. Достаточно указать, что в пределах западной части Средней Азии древние массивы составляют около 50% всей площади фундамента. Они прямо влияют на распределение формаций и мощностей, типы структур, нефтегазонность и другие полезные ископаемые. Поэтому выделение этих крупных структурных элементов фундамента в отдельную группу вполне оправдано.

В настоящее время в фундаменте молодой платформы запада Средней Азии выделяются следующие древние массивы: Северо-Устюртский, Яркимбайский, Карабогазский, Центрально-Каракумский, Кумсебшенский, Марыйский, Чардоуско-Таджикский, Сырдарьинский и Бельтауский.

В Предкавказье выделяется только один массив - Северо-Кавказский (см. рис. 11-13).

Геолого-геофизическая изученность массивов и, следовательно, обоснованность выделения как самих массивов, так и проведения их границ различна и зависит от ряда вполне объективных геологических, а иногда географических причин.

Большинство массивов в современном плане тектонически подняты (Центрально-Каракумский, Карабогазский и др.), и это облегчает их изучение. Однако имеются и глубоко погруженные массивы (Северо-Устюртский и др.), о строении которых геологическая информация до сих пор недостаточна. Некоторые массивы частично находятся на акватории морей (Карабогазский массив), что также затрудняет получение необходимой информации.

В изучении массивов ведущую роль играют в основном региональные геофизические методы исследований, на основании которых многие массивы впервые были выделены в качестве особых структур [Годин, 1957]. Дальнейшие геологические работы подтвердили и уточнили первоначальные представления о специфическом характере массивов, определили их место в общей геоструктуре фундамента молодой платформы.

В настоящее время не вызывает сомнений то, что древние жесткие массивы являются структурными элементами, раз-

деляющими складчатые системы, и, как правило, находятся на замыкании таких систем или между ними.

Под замыканием складчатой системы в самом общем случае надо понимать выклинивание по простирации отдельных геосинклинальных прогибов и зон и их постепенный переход в зоны глубинных разломов, также постепенно затухающих по простирации.

Выклинивание геосинклинальных прогибов происходит за счет расширения антиклиниориев, которые в основном сложены догоесинклинальным комплексом пород (комплексом основания геосинклинали). Эти отложения по направлению к пегреклинальной части складчатой системы занимают все большие площади за счет "поглощения" геосинклинальных зон. Последние как бы "выжимаются" разрастающимися антиклиниориями, которые в конце концов сливаются в единые крупные массивы. Они разбиты разломами, подвергались активной гранитизации различных возрастных генераций, а также воздействию других магнитических процессов (эффузивному магматизму и др.).

Однако геосинклинальные комплексы, слагающие в пределах геосинклинальной области отрицательные структурные элементы - синклиниории, могут выходить за пределы этих элементов в их бортовых и центриклинальных частях, образуя геосинклинальные чехлы массивов, которые сложены миогеосинклинальными формациями уменьшенных мощностей с характерными, более спокойными структурными формами.

Описанный выше процесс замыкания складчатых систем довольно хорошо наблюдается в центриклинальных частях Уральской и Тяньшаньской складчатых систем. Так, например, Бельтауский массив может рассматриваться с этой позиции как массив, образовавшийся в результате замыкания геосинклинальных прогибов Восточного склона Урала. Аналогичную роль может играть Северо-Устюртский массив для синклиниориев Западного склона Урала.

Несколько более сложно, хотя по такому же тектоническому плану, происходит замыкание западной части Тяньшаньской складчатой системы, где резко возрастает роль антиклиниорных структур за счет геосинклинальных прогибов. По этому же принципу замыкаются и другие складчатые системы, например Большой Кавказ, резко суживающийся к востоку и переходящий под акваторией Каспия в глубинный разлом. По всей вероятности, аналогично и западное замыкание Большого Кавказа.

Приведенные примеры указывают на то, что глубинную тектонику и других древних массивов также следует рассматривать с изложенных выше позиций, используя для этой цели комплексный геолого-геофизический анализ.

СЕВЕРО-КАВКАЗСКИЙ МАССИВ

Северо-Кавказский массив - наиболее высоко поднятый тектонический элемент фундамента Предкавказья, занимающий его южную часть. По геофизическим данным, он протягивается от южной части Степного Крыма, вдоль всего юга Пред-

кавказья, включая восточную часть акватории Каспия (см.рис. 11) на расстояние не менее 1400 км при средней ширине около 50 км, что составляет 70 тыс. км² площади. В его центральной, наиболее приподнятой части, соответствующей северной моноклинали Центрального Кавказа, выходят на поверхность или вскрываются многочисленными скважинами отложения верхнего протерозоя и нижнего палеозоя, представленные различными кристаллическими сланцами, гнейсами и другими породами, претерпевшими значительный метаморфизм, сложную дислоцированность и относящимися к байкальскому тектоническому комплексу. Эти отложения прорваны интрузиями различных гранитоидов средне- и позднепалеозойского возраста, причем гранитоиды занимают по площади значительную часть массива.

Строение Северо-Кавказского массива очень сложно. На него накладывается ряд более молодых раннегерцинских структурных элементов (синклиниорий Передового хребта, Малкинско-Сулакский синклиниорий и др.), в результате чего он оказался раздробленным на отдельные блоки, высоко поднятые в центральной части и глубокопогруженные на западе и востоке. Кроме того, массив разбит серией крупных нарушений как субширотного (кавказского), так и субмеридионального (антекавказского) простираний. Все это чрезвычайно усложнило строение Северо-Кавказского массива и привело к тому, что его отдельные, наиболее погруженные части в настоящее время поддаются изучению только методами региональной геофизики.

Геомагнитная характеристика массива весьма различна. В центральной части, в районе северной моноклинали Центрального Кавказа, преобладает линейно-мозаичный характер поля небольшой напряженности (около 200 гамм), тогда как на востоке в пределах Терско-Каспийского прогиба присутствуют крупные положительные максимумы ΔT_a интенсивностью 400 гамм. На западе в геомагнитном поле вырисовывается крупный минимум ΔT_a , соответствующий примерно осевой части Западно-Кубанского прогиба. Геомагнитные тела характеризуются сравнительно мелкими интенсивными аномалиями в центральной части, единичными слабыми аномалиями на западе и крупными интенсивными аномалиями в восточной части массива.

Аномальное гравитационное поле резко отрицательно и в то же время линейно-мозаично. Отрицательные значения Δg характерны не только для передовых прогибов, что вполне закономерно, но и для наиболее поднятой части массива - северной моноклинали Центрального Кавказа. Аналогичную картину дают аномалии вертикального градиента силы тяжести.

Такая характеристика региональных геофизических полей указывает на сложную картину внутреннего строения Северо-Кавказского массива и, в частности, на различие в строении земной коры в различных частях массива и в современной структуре поверхности фундамента и т.д.

Тектоническое положение Северо-Кавказского массива по отношению к окружающим его структурным элементам герци-

нид характеризуется тем, что он находится внутри Предкавказской складчатой системы, а не на ее замыкании, как большинство других древних массивов.

СЕВЕРО-УСТЮРТСКИЙ МАССИВ

Северо-Устюртский массив занимает особое место среди других массивов молодой платформы; он глубоко погружен и перекрыт мощными толщами среднего (?) - верхнего палеозоя и мезозоя, причем строение палеозойских отложений трактуется различными исследователями неоднозначно. Кроме того, этот массив находится на стыке различных складчатых систем ранних и поздних герцинид и Прикаспийской впадины древней Восточно-Европейской платформы. Поэтому большинство исследователей относило его к древнему массиву молодой платформы.

В последнее время тектоническое положение Северо-Устюртского массива стало пересматриваться в связи с новой геофизической информацией (главным образом сейсморазведки КМПВ) о глубинном строении палеозойских отложений [Кунин, 1968, 1971, 1974; Сапожников, 1970, 1973]. Смысл пересмотра сводится к тому, что Северо-Устюртский массив относится не к молодой платформе, как это представлялось ранее, а является частью древней Восточно-Европейской платформы. Следовательно, все палеозойские отложения этой территории относятся к платформенному (или квазиплатформенному) типу. Это новое положение базируется на сейсморазведочных исследованиях КМПВ, согласно которым под отложениями переходного комплекса пермо-триаса в пределах Северного Устюрта выделяется толща отложений с граничными скоростями $V_g = 5700-6100$ м/с.

Однако детальный геолого-тектонический анализ имеющегося материала указывает, скорее всего, на миогеосинклинальный характер этих отложений. Их тектоническое положение, возможно, соответствует геосинклинальному чехлу Северо-Устюртского массива, а возраст (средний и верхний палеозой) - возрасту миогеосинклинальных отложений западного борта Уральской складчатой системы и восточных структурных зон Донбасско-Бузачинской складчатой системы. Формации рассматриваемого комплекса в пределах Северо-Устюртского массива также, видимо, будут близки к средне- и верхнепалеозойским формациям соответствующих частей этих систем.

Сторонники отнесения рассматриваемой толщи к платформенным или переходным (тафрогенным) отложениям указывают на то, что под ними прослеживается еще одна преломляющая граница с $V_g = 6100-6500$ м/с, которая близка к границе поверхности фундамента Прикаспийской впадины. Предполагается, что выделенная между двумя скоростными границами толща недислоцирована или дислоцирована слабо и неметаморфизована.

Для выяснения этих обстоятельств был проведен анализ материалов КМПВ по другим районам молодой платформы юга СССР, где тектоническое положение аномальной толщи, выделенной по сейсморазведочным материалам, сомнений не

вызывает. Помимо уже приведенных выше материалов по Южно-Эмбенскому палеозойскому поднятию подвергнуты комплексному геофизическому анализу данные КМПВ и бурения в Актумсукской зоне и в различных частях края Карпинского и некоторых районов Предкавказья.

В пределах Актумсукской зоны поднятий на площадях Байтерек и Сарытекиз в ряде скважин вскрыты темно-серые метаморфизованные углисто-карбонатно-кремнистые, кремнисто-слюдистые сланцы, алевролиты, песчаники, туфиты с редкими прослойками мраморов. Дислоцированность отложений составляет $45-70^{\circ}$. Возраст отложений - не моложе верхнего карбона-нижней перми, хотя необходимо отметить неуверенную возрастную датировку из-за крайне малочисленных (и плохой сохранности) фаунистических остатков. Не исключено, что эти отложения относятся к среднему палеозою, тем более что на площади Сарытекиз верхи разреза представлены вулканогенно-осадочными отложениями, возраст которых по микрофауне определен как верхнекарбоново-нижнепермский [Карцева, Кирюхин, 1974]. Вероятно, что эти вулканиты залегают на подстилающих отложениях с угловым несогласием.

Таким образом, карбонатно-терригенная формация по характеру слагающих ее пород, без сомнения, принадлежит к широко распространенным в пределах фундамента молодой платформы миogeосинклинальным отложениям. Перекрывающая их вулканогенно-осадочная толща относится к орогенному или переходному комплексу, также широко развитому в пределах молодой платформы.

Относить отложения карбонатно-терригенной сероцветной формации к отложениям переходного комплекса (эпигеосинклинального и т.п.) нет никаких оснований. По своей формационной, литолого-петрографической и структурной характеристике - это типичные миogeосинклинальные отложения, повсеместно развитые в фундаменте, которые не имеют аналогов ни в одном из типов переходных комплексов. Последнее обстоятельство имеет, на наш взгляд, особое значение, поскольку в настоящее время формационные ряды переходных комплексов разработаны и в общих чертах изучены.

Поэтому подчеркиваем, что формационная, структурная и литолого-петрографическая характеристика отложений, вскрытых в скважинах Байтерекской и Сарытекизской площадей, не дает возможности отнесения этих отложений к какому-либо типу переходных (или аналогичных им по тектоническому положению) комплексов. И наоборот, эти отложения совершенно идентичны широко развитым в фундаменте молодой платформы миogeосинклинальным комплексам. На ряде профилей КМПВ, пересекающих Актумсукскую зону (выступ), как и на всем Северном Устюрте, прослеживаются две преломляющие границы: верхняя, соответствующая поверхности миogeосинклинальных отложений, вскрытых на Байтерекской и Сарытекизской площадях ($V_p = 5200-5600$ м/с), и нижняя, залегающая более чем на 1000 м ниже с $V_p = 5700-6000$ м/с (см. рис. 18).

На Актумсукском выступе имеется принципиально такое же положение, как и в пределах Южно-Эмбенского поднятия,

где под заведомо дислоцированной толщой прослеживается высокоскоростная граница. Эта нижняя высокоскоростная граница на Актумском выступе послужила основанием для отнесения некоторыми исследователями толщи, заключенной между верхней и нижней границами, к переходному (эпигеосинклинальному и пр.) комплексу, как это было сделано для миогеосинклинальных палеозойских отложений Южно-Эмбенского поднятия. Несостоятельность такого подхода показана выше.

Сравнительно пологий характер как верхней, так и особенно нижней преломляющей границы привел некоторых исследователей к мнению о горизонтальном или субгоризонтальном залегании заключенных между этими границами отложений. Имеющийся фактический материал, приведенный выше, не позволяет согласиться с такой точкой зрения.

Появление высокоскоростной преломляющей границы под дислоцированной миогеосинклинальной толщей было давно известно в пределах кряжа Карпинского, а также в ряде структурных элементов Предкавказской складчатой системы.

Наиболее показателен в этом отношении комплексный профиль ГСЗ₆-КМПВ, проходящий в Восточном Предкавказье и на кряже Карпинского по 46° с.ш. и составляющий часть профиля ГСЗ Нахичевань - Волгоград (рис. 16а, вкл.).

В пределах Восточного Предкавказья выделяются две границы: верхняя преломляющая граница T_F с $V_g = 5600 - 6200$ м/с на глубинах 5-6 км и нижняя граница P с $V_g = 6200 - 6500$ м/с на глубинах 10-15 км.

Верхняя граница четко привязывается многочисленными скважинами к поверхности среднепалеозойского фундамента, а нижняя условно относится к поверхности докембрия.

В пределах кряжа Карпинского наблюдается аналогичная картина. Поверхность складчатого палеозойского фундамента здесь отмечается на глубинах 1,5-2 км. К ней приурочен преломляющий горизонт с $V_g = 4700 - 5200$ м/с. Поверхность условного докембра прослеживается на глубинах 12-15 км.

Не вызывает сомнения, что в пределах Восточного Предкавказья и кряжа Карпинского толща отложений, заключенная между горизонтами T_F и P , представлена дислоцированными и метаморфизованными отложениями среднего и верхнего палеозоя, вскрытых многочисленными скважинами вдоль профиля или вблизи его.

Интересный материал получен по профилю $V=63=D$. Здесь, в центральной и северной части кряжа Карпинского от с. Ремонтного до с. Сухотинского, выделяются две преломляющие границы T_F с $V_g = 4500 - 5200$ м/с и P с $V_g = 5400 - 5850$ м/с, приуроченные, как и в предыдущих случаях, к поверхности складчатого карбона и докембра. Характерно, что нижняя граница P залегает резко несогласно по отношению к верхней границе T_F , образуя в 40 км севернее с. Ремонтное крупный подъем (см. рис. 16, в, вкл.).

Толща, заключенная между горизонтами P и T_F , как и во всех предыдущих случаях, относится к складчатому карбо-

ну донецкого типа, что подтверждается рядом скважин, вскрывающих эти отложения вблизи профиля.

В северо-западной части Предкавказья, к югу от Сальского вала, рядом профилей КМПВ прослежены два преломляющих горизонта. Верхний, приуроченный к поверхности складчатого фундамента (T_4), характеризуется $V_g = 5650-5900$ м/с, а нижний (T_ϕ), отождествляемый с границей внутри фундамента, имеет $V_g = 6300-6400$ м/с. Кроме того, под горизонтом T_ϕ прослежен горизонт P с $V_g = 6500$ м/с (см. рис. 16, б, вкл.).

Толща, заключенная между преломляющими горизонтами T_4 и T_ϕ до получения материалов бурения, считалась триасовой и слабо дислоцированной. Предполагалось, что она выполняет впадину древнего палеозойского рельефа. Дальнейшее бурение на эти отложения не подтвердило эту точку зрения. Скв. 5 Красногвардейская, заложенная в центральной части данной (открытой по геофизическим данным) впадины, вскрыла отложения среднего палеозоя (нижнего карбона) и прошла по ним около 1800 м. Проектная глубина скважины в 4500 м была рассчитана на вскрытие нижней преломляющей границы с $V_g = 6300-6400$ м/с. Однако на данной глубине никакой резкой границы обнаружено не было и скважина была остановлена в однородной песчано-сланцевой толще, сильно дислоцированной и метаморфизованной.

Таким образом, и в северо-западной части Предкавказья наблюдается аналогичная картина: между преломляющими горизонтами $V_g = 5650-5900$ м/с и $V_g = 6300-6400$ м/с залегают дислоцированные и метаморфизованные отложения палеозойского фундамента. То же самое наблюдается и между горизонтами T_ϕ и P .

Приведенные примеры не исчерпывают всех случаев появления преломляющих (а иногда и отражающих) границ ниже поверхности палеозойского фундамента в пределах Предкавказья и кряжа Карпинского. Геологический смысл этих границ до сих пор неясен. Имеется несколько вариантов их геологической интерпретации:

- 1) стратиграфическая граница (обычно ее приравнивают к поверхности допалеозойского кристаллического фундамента по аналогии с кристаллическим фундаментом древних платформ);
- 2) структурная граница между отдельными тектоническими этажами палеозойского фундамента;
- 3) литологическая граница между резко различными литологическими толщами пород;
- 4) граница зеркала складчатости вышележащих отложений;
- 5) физическая граница скачкообразного изменения плотностей и т.д.

Истинный смысл последней границы до сих пор не установлен, поскольку ни одна из скважин достоверно не вскрыла ее. Можно считать, что эта граница в различных частях имеет различное происхождение и что приведенные варианты ее интерпретации могут иметь место в различных районах.

Не вызывает сомнений лишь то, что толща отложений, заключенная между двумя относительно высокоскоростными

преломляющими горизонтами, относится к дислоцированным и в различной степени метаморфизованным миогеосинклинальным отложениям фундамента молодой платформы. В тектоническом отношении эти отложения связаны с ранне- или позднегерцинским этапом развития этой территории.

Изложенное позволяет сделать еще один важный вывод о том, что характер как верхнего, так и нижнего преломляющих горизонтов не соответствует внутренней структуре заключенных между ними отложений.

Приведенные примеры не являются уникальными. Они характерны не только для Предкавказья, кряжа Карпинского, Южно-Эмбенского поднятия и района Актуусукских поднятий, но широко известны также на западном склоне Урала, в зоне Актюбинского Приуралья и в других местах. Появление преломляющих границ ниже поверхности складчатых и метаморфизованных миогеосинклинальных отложений, относимых к палеозойскому фундаменту молодых платформ, — обычное явление. Наличие или отсутствие этой второй, более глубокой преломляющей границы, возможно, связано с методикой и сейсмогеологическими условиями проведения работ на конкретных сейсмопрофилях.

Нет никаких оснований утверждать, что в пределах Северного Устюрта палеозойские отложения, располагающиеся между двумя относительно высокоскоростными границами, представляют горизонтально залегающие, неметаморфизованные платформенные отложения или слабо дислоцированные отложения переходного (тафрогенного) комплекса. Полученные на Северном Устюрте геофизические материалы совершенно идентичны таким же материалам других частей молодой платформы, где миогеосинклинальный характер отложений не вызывает сомнений. В пределах Северного Устюрта этот комплекс отложений занимает, скорее всего, такое же тектоническое положение и наиболее обоснованно может считаться миогеосинклинальным. Не исключено, что в пределах Северо-Устуртского массива он может занимать тектоническое положение, свойственное геосинклинальным чехлам массивов, т.е. иметь несколько сокращенные мощности и меньшую дислоцированность. Однако в отношении формационного состава и регионального метаморфизма эти отложения мало отличаются от миогеосинклинальных комплексов прилегающих геосинклинальных прогибов.

Сейсморазведочные работы методом ОГТ, которые проводятся в последние годы на Северном Устюрте, также указывают на то, что ниже отложений переходного пермо-триасового комплекса выделяется относительно сложно дислоцированная толща. Ее соотношение с перекрывающими отложениями резко несогласное. По своей тектонической природе эта толща может, скорее всего, рассматриваться как миогеосинклинальная. Наличие в ней отражающих сейсмических горизонтов косвенно указывает на ее сложный литологический состав. Здесь не исключено присутствие прослоев карбонатных пород. Однако необходимо признать, что внутренняя структура этого миогеосинклинального комплекса до сих пор практически неизвестна, что затрудняет его расчлене-

ние на структурные элементы в пределах Северного Устюрта.

Одновременно представляет возможность произвести тектоническое районирование рассматриваемой территории по более глубокому геосинклинальному комплексу - байкальскому, а возможно, и добайкальскому, исходя из данных магнитометрии и региональных сейсморазведочных работ. На этой основе составлена схема тектонического районирования древнего фундамента Северного Устюрта и прилегающих территорий, на которой весь рассматриваемый район отнесен к молодой платформе (см. рис. 12). Представляется рациональным разделить фундамент массива на две зоны: Косбулакскую и Култукскую.

Косбулакская зона может рассматриваться в качестве глубокопогруженной части Урало-Тобольского антиклиниория уралид, перекрытого верхнепалеозойскими (допермскими) миогеосинклинальными и мезозойско-кайнозойскими переходными и платформенными отложениями.

В трансформированном магнитном поле Косбулакская зона выделяется крупными, протяженными, слабоинтенсивными аномалиями магнитных пород, имеющими юго-восточное простижение, перпендикулярное уральскому. В наблюдаемом геомагнитном поле эта зона характеризуется слабыми региональными аномалиями переменного знака.

Аномальное гравитационное поле Косбулакской зоны отличается резко отрицательными значениями Δg , что, вероятно, связано здесь с глубоким погружением отложений фундамента.

По данным КМПВ [Сапожников, 1970, 1973; Кунин, 1974], глубина погружения байкальского (?) фундамента здесь достигает 12 км.

Култукская зона расположена западнее предыдущей и занимает территорию северо-западной части Устюрта. Она выделяется слабыми, преимущественно мозаичными аномалиями магнитных пород и в наблюдаемом геомагнитном поле характеризуется преимущественно отрицательными значениями ΔT_a , напряженность которых постепенно убывает в восточном и западном направлениях.

Аномальное гравиметрическое поле Култукской зоны имеет отрицательные значения в ее восточной части. Судя по материалам КМПВ, глубина залегания байкальского (?) фундамента зоны составляет более 10 км.

Северо-Устюртский массив характеризуется довольно разнообразными региональными геофизическими полями и их соотношениями с аналогичными полями окружающих структурных элементов. По-видимому, эта разнородность указывает на сложную геотектоническую природу массива, отдельные зоны которого имели различное строение, но в процессе геологического развития "спаялись" в единое целое. Размеры его значительно меньше, чем это предполагалось ранее (350×100 км, что составляет 35 000 км²).

Изложенные выше материалы геолого-геофизических исследований не позволяют рассматривать Северо-Устюртский

массив как часть Восточно-Европейской платформы. Это вполне обособленный от древней платформы тектонический элемент, имеющий свою, резко отличную историю геологического развития.

ЯРКИМБАЙСКИЙ МАССИВ

Яркимбайский массив расположен между западными зонами Тяньшанид и Центрально-Устюртским синклиниорием, имеет размеры 350 x 90 км, что составляет более 30 000 км².

В наблюдаемом геомагнитном поле Яркимбайский массив выделяется отличными от других массивов характеристиками и линейно-мозаичным расположением аномалий ΔT_a . Интенсивность положительных аномалий достигает 200 гамм, причем их ориентировка в основном субмеридиональная. Эти аномалии как бы "оперяют" Центрально-Устюртский геомагнитный максимум. Между отдельными магнитными максимумами располагаются территории с более спокойным, почти нейтральным магнитным полем. В северной части зоны на продолжении спокойных участков расположены магнитные минимумы слабой интенсивности (не более 100 гамм).

Аномальное гравитационное поле Яркимбайского массива положительно. Оно характеризуется многочисленными локальными мозаичными аномалиями. По соотношению геомагнитных и гравитационных полей в пределах этой зоны иногда выделяется ряд подзон [Мирчинк и др., 1971].

Поверхность фундамента Яркимбайского массива (по материалам КМПВ), в общем, наклонна в северном направлении, детали ее строения известны.

Несколько глубоких скважин вскрыли в пределах зоны только орогенные или тафрогенные отложения, относящиеся, вероятно, к нижней перми [Князев и др., 1970] и представленные основными эфузивами. Это указывает на то, что фундамент зоны подвергался магматической переработке в течение по крайней мере позднегерцинского тектонического этапа.

Фундамент Яркимбайского массива испытывал активное воздействие со стороны Тяньшанид, восточной части Устюрта и Центрально-Устюртского синклиниория главным образом в конце раннегерцинского этапа, а со стороны восточных структурных зон Донбасско-Бузачинской складчатой системы - в позднегерцинский этап. Все это, безусловно, наложило определенный отпечаток на строение фундамента массива, первоначальное строение которого, вероятно, осталось в тектонически реликтовых блоках, которые в настоящее время можно только предполагать.

Выделение самостоятельного Яркимбайского массива не является безусловным в основном потому, что прямых доказательств древнего (догерцинского) строения его фундамента нет (как, впрочем, и для Северо-Устюртского массива). Кроме того, не доказано разделение Северо-Устюртского массива герцинским синклиниорием. Но резко отличная геомагнитная характеристика данного участка, его "обтекание" герцинскими складчатыми зонами, мощные верх-

непалеозойские вулканогенные толщи, характер структурного плана тафрогенного и платформенного комплексов указывают на жесткий фундамент этой территории, близкий по своему характеру к фундаменту других жестких массивов.

В то же время его геолого-геофизические характеристики резко отличаются от Северо-Устюртского массива, не дают возможности считать эти массивы единными. Впрочем, Яркимбайский массив всегда был особой зоной Северо-Устюртского массива, что подчеркивало его своеобразие.

Идея о том, что западные отроги Тяньшанид не замыкаются на Восточном Устюрте, а продолжаются далее к западу, соединяясь с Байчагырским синклиниорием (что вполне допускают геофизические материалы и характер строения тафрогенного комплекса), привели автора к мысли о необходимости обособления Яркимбайского массива от Северо-Устюртского.

КАРАБОГАЗСКИЙ МАССИВ

Карабогазский массив — один из наиболее крупных массивов эпипалеозойской платформы юга СССР. Он играет важную роль в тектонике района, разделяя Предкавказскую и Западно-Каракумскую складчатые системы. Впервые Карабогазский массив был выделен Ю.Н. Годиным [1957] по анализу региональных геофизических полей и в последующее время принимался всеми исследователями в несколько различных границах [Казаков, 1957; Куприн, 1962; Мирчинк и др., 1964; Маловицкий, 1967].

Детальными геофизическими и буровыми работами уточнено его строение и значительно расширены границы, особенно в северо-западном направлении на акватории Среднего Каспия, большая часть которой оказалась занятой массивом. На севере Карабогазский массив доходит почти до полуострова Тюб-Караган, а на юге — до Предкопетдагского прогиба. Его длина составляет не менее 700-750 км при наибольшей ширине 200-250 км. Общая площадь массива составляет 100-150 тыс.².

По геолого-геофизической характеристике Карабогазский массив подразделяется на три тектонические зоны: Бекдашскую, Красноводскую и Центрально-Каспийскую (см. рис. 12).

Бекдашская тектоническая зона занимает северную часть массива, имеет (как и весь массив) юго-восточное простиранье и протягивается от Казахского залива до песчаных массивов Чиль-Мамедкумов. Вся зона характеризуется региональным отрицательным магнитным полем, в пределах которого наблюдаются многочисленные отрицательные и положительные локальные аномалии ΔT_a , интенсивность которых доходит до 150-200 гамм. Эти аномалии придают геомагнитному полю Бекдашской тектонической зоны мозаичный характер. В трансформированном магнитном поле зоны выделяется ряд протяженных аномалий магнитных тел, имеющих юго-восточные простирания.

От структурных элементов Западно-Каракумской складчатой системы Карабогазский массив отделяется серией ли-

нейных разломов, которые в геомагнитном поле отражаются протяженными магнитными аномалиями положительного знака.

В аномальном гравитационном поле Карабогазский массив выделяется как область повышенных значений Δg , которые отражают общий подъем фундамента массива.

В геологическом отношении Бекдашская тектоническая зона представляет часть массива байкальской консолидации. Его древние метаморфические породы прорваны главным образом гранитоидными интрузиями среднего и верхнего палеозоя, которые занимают весьма значительные площади, по нашим представлениям, не менее 50% от всей территории зоны.

Красноводская тектоническая зона занимает южную часть Карабогазского массива и резко отличается от описанной выше Бекдашской тектонической зоны характером геомагнитного поля. Для нее свойственно развитие крупного линейного максимума, фоновая напряженность которого составляет более 200 гамм. В центральной части этого крупного магнитного максимума выделяются наиболее напряженные участки, составляющие несколько крупных протяженных и более мелких изометрических аномалий, напряженность поля которых достигает 500 гамм и более.

Магнитный максимум, окаймляющий с юга и запада Карабогазский массив, имеет на востоке юго-восточное простирание, которое на западе изменяется до субмеридионального. Его происхождение и положение связано с тем, что он расположен на границе молодой платформы и альпийской складчатой области и фиксирует зону крупных, видимо, глубинных разломов, являющихся в совокупности тектоническим швом между этими крупнейшими тектоническими элементами земной коры.

Центральная часть максимума примерно соответствует зоне крупных разломов, по которым все границы, связанные с отдельными тектоническими комплексами, а также граница физических разделов земной коры испытывают резкое погружение к югу. Так, судя по данным ГСЗ, граница Мохоровича резко погружается под Большим Балханом более чем на 10 км. Очень большие (до нескольких километров) амplitуды погружения в сторону Западно-Туркменской впадины наблюдаются по мезозойским и палеозойским отложениям. Все это указывает на то, что здесь проходит крупный разлом земной коры, к которому и приурочен крупный магнитный максимум.

В геологическом отношении фундамент Красноводской зоны сложен различными гранитоидами, среди которых преобладают лейкократовые и микроклиновые разности. Они выходят на поверхность в районе Красноводска, а также известны в виде отторженцев среди юрских отложений Кубадага и Большого Балхана. Кроме того, они вскрыты в нескольких скважинах на Красноводском полуострове. Вмещающие более древние породы здесь не встречены. Это не означает, что они в этой зоне вообще отсутствуют. Красноводская тектоническая зона характерна большой степенью гранитизации, что соответствует ее краевому (по отношению ко всему массиву) положению.

Центрально-Каспийская тектоническая зона – наиболее северная зона Карабогазского массива. Она выделяется исключительно на основании геомагнитных исследований [Мавицкий, 1967]. В пределах этой зоны аномалии ΔT_a , достигающие 200 гамм, характерны изометричным строением в западной части и субширотным простиранием в восточной. Сама зона представляет неправильный треугольник (основание которого расположено на западе) и имеет субмеридиональное простижение, а вершина вытянута к востоку и достигает Песчаномысского платформенного поднятия Южного Мангышлака. Центрально-Каспийская тектоническая зона расположена в северной части Центрального Каспия примерно на широте мыса Песчаного. В структуре платформенного чехла эта зона не выражается, поскольку последующими движениями она была втянута в активные погружения при формировании передового Терско-Каспийского прогиба.

ЦЕНТРАЛЬНО-КАРАКУМСКИЙ МАССИВ

Центрально-Каракумский массив занимает обширную территорию, которая протягивается от северного борта Предкаптагского прогиба до восточного окончания Центрально-Устюртского поднятия в меридиональном направлении и от Узбекского прогиба до Мургабской впадины по широте. Размеры массива составляют примерно 400 x 300 км, т.е. 120 000 км². Он имеет в общем изометрическую форму, хотя наблюдается некоторая удлиненность по меридиану. Восточный борт массива почти прямолинеен, остальные имеют более сложные очертания. Впервые массив выделен Ю.Н. Годиным [1957] в значительно меньших границах.

Геомагнитное поле массива резко различно. На севере наблюдаются преимущественно отрицательные аномалии ΔT_a , на юге – положительные. По этому признаку массив может быть разделен на две зоны: северную – Ахчакалинскую и южную – Дарвазинскую.

Ахчакалинская тектоническая зона располагается в пределах крупного минимума ΔT_a , где напряженность поля достигает 150 гамм. Характер поля в пределах зоны в основном мозаичный. Поверхность фундамента здесь погружена на значительную глубину и перекрыта мощной толщей красноцветных отложений переходного (тафрогенного) комплекса, скорее всего, пермо-триасового возраста. В северной части зоны скважины вскрыли метаморфизованные и дислоцированные среднепалеозойские (?) сланцы, которые, возможно, являются геосинклинальным чехлом массива.

Дарвазинская тектоническая зона занимает остальную, большую часть массива, представленного линейно-мозаичными аномалиями преимущественно положительного знака, а также слабоотрицательными аномалиями. Напряженность поля локальных положительных аномалий достигает 250 гамм, а отрицательных – около 100 гамм.

Детальное сопоставление карты магнитных аномалий с картой развития пород фундамента [Князев, Шнип, 1962] показывает довольно хорошее соответствие положительных

магнитных аномалий с развитием гранитоидов, что может быть связано с их обогащением магнетитом.

Исходя из установленной закономерности для центральной части Дарвазинской зоны можно с известной уверенностью предполагать приуроченность локальных положительных аномалий к гранитоидным массивам в основном среднепалеозойского, а также, вероятно, верхнепалеозойского возраста.

Аномальное гравитационное поле Центрально-Каракумского массива в общем положительно, его напряженность убывает в северном направлении. На этом региональном фоне выделяются многочисленные локальные аномалии обоих знаков.

Строение земной коры в пределах Центрально-Каракумского массива аналогично строению Карабогазского массива. Граница Мохоровичча залегает здесь на глубину 30–35 км, а мощность консолидированной коры составляет около 30 км [Вольвовский, и др., 1966]. Этот массив, наряду с Карабогазским, – один из крупнейших массивов молодой платформы. Он разделяет Западно- и Восточно-Каракумские складчатые системы и играет важную роль в формировании тектоники среднеазиатской части платформы.

КУМСЕБШЕНСКИЙ МАССИВ

Кумсебшенский массив выделен впервые М.П. Казаковым [1957] по характеру региональных геофизических полей и до сих пор выделяется (хотя и в несколько иных границах) в значительной мере условно. В отличие от описанных выше массивов Кумсебшенский массив не разделяет крупные складчатые системы, а находится внутри Западно-Каракумской складчатой системы. Поэтому его положение несколько проблематично, поскольку в геоструктурном отношении он занимает место антиклиниория в складчатой системе.

Геомагнитное поле Кумсебшенского массива похоже на такое же поле Ахчакалинской тектонической зоны Центрально-Каракумского массива. Оно представлено региональным минимумом ΔT_a , имеющим (особенно в южной части) мозаичное строение. Напряженность регионального геомагнитного поля массива 50–100 гамм, а локальных аномалий – до 200–250 гамм. В юго-восточной части выделяется несколько небольших по площади положительных аномалий ΔT_a интенсивностью более 350 гамм.

В трансформированном магнитном поле большая часть Кумсебшенского массива характеризуется слабыми и редкими аномалиями магнитных пород. Только южный борт массива окаймляется резкими аномалиями, которые, скорее всего, связаны с разломами северо-западного и северо-восточного простирания.

В аномальном гравитационном поле Кумсебшенский массив характерен отрицательными значениями Δg .

Прямыми геологическими методами фундамент массива зафиксирован только в одной точке – в северо-восточной части массива на Курганской площади, где вскрыты кристаллические сланцы, по мнению В.С. Князева, нижнепалеозойского или верхнепротерозойского возраста, прорванные микро-

клиновыми лейкократовыми гранитами среднего палеозоя. Предположение о байкальском возрасте вмещающих пород массива и о его последующей палеозойской магматической переработке подтвердилось [Летавин, 1972; Мирчинк и др., 1972; Летавин и др., 1975], как, впрочем, и в случае фундамента Карабогазского и Центрально-Каракумского массивов.

Большая часть массива в настоящее время погребена под мощными толщами пермо-триаса и мезозой-кайнозоя, фундамент на большей его части не вскрыт. Поэтому не исключено, что по мере накопления фактического материала его строение может быть пересмотрено.

МАРЫЙСКИЙ МАССИВ

Марыйский массив выделяется нами условно по характеру регионального геомагнитного поля [Летавин, 1966]. Он располагается к юго-востоку от Центрально-Каракумского массива в низовьях р. Мургаб. Размеры массива составляют примерно 150 x 90 км, а площадь - около 13500 км².

На карте аномального геомагнитного поля выделяется крупный изометрический максимум ΔT_a напряженностью свыше 150 гамм, значительно отличающийся от линейных геомагнитных аномалий более северной Багаджинско-Мургабской структурной зоны и более южных структурных зон герцинид.

Судя по материалам сейсморазведки КМПВ, Марыйский массив глубоко погружен и перекрыт отложениями переходного комплекса пермо-триаса и платформенными отложениями юры-антропогена, суммарная мощность которых составляет не менее 6000-8000 м.

В связи с условностью выделения Марыйского массива его положение среди структурных элементов фундамента Восточной Туркмении не вполне определено. Не исключена его связь с Центрально-Каракумским массивом. В этом случае Марыйский массив следует рассматривать как глубоко погруженную юго-восточную часть Центрально-Каракумского массива. Не исключена также связь Марыйского массива с Карабильским раннегерцинским антиклиниорием. В данном варианте этот массив правильнее рассматривать в качестве наиболее структурно повышенной части антиклиниория, подобно некоторым другим массивам фундамента молодой платформы.

ЧАРДЖОУСКО-ТАДЖИКСКИЙ МАССИВ

Чарджоуско-Таджикский массив разделяет складчатые Кызылкумо-Тяньшанскую и Восточно-Каракумскую системы и располагается между р. Амударьей и складчатыми горными сооружениями Тяньшанид. Он имеет форму клина, вершина которого находится на северо-западе в нижнем течении р. Амударьи, а сравнительно неширокое основание упирается в западные отроги Памира. Длина массива достигает 800-900 км при средней ширине 100-120 км. Площадь массива составляет около 100 000 км². Он располагается под такими платформенными структурами, как Таджикская впадина, горные мас-

сивы Байсун-Тау и Кугитанг-Тау и Бухарская и Чардоуская ступени. Современное строение Чардоуско-Таджикского массива неодинаково. Он объединяет весьма разнообразные структурные элементы чехла и этим значительно отличается от большинства массивов.

Геомагнитное поле массива также разнообразно. В западной его части (в пределах Бухарской и Чардоуской ступеней) аномалии имеют в основном линейное простирание, причем положительные тяготеют к северной части массива, а отрицательные - к южной. Напряженность регионального магнитного поля этой части массива в основном невысокая. Локальные аномалии обычно не превышают 150 гамм того и другого знака.

Магнитное поле наиболее поднятых участков массива в районах Кугитанг-Тау и Байсун-Тау характерно четким и крупным минимумом ΔT_a , что может указывать на увеличение здесь гранитного слоя земной коры. Это в общем характерно для всей территории горного сооружения Тянь-Шаня [Борисов, Федынский, 1964; Таль-Вирский, 1964]. Таджикская впадина характеризуется слабыми изометричными аномалиями обоих знаков, объединенными в субширотные по-лосовые, такие же слабые аномалии.

Аномальное гравитационное поле западной части массива отрицательно и по отношению к структуре поверхности фундамента обратно, т.е. погружение поверхности не отражается на характере поля, а, наоборот, в наиболее погруженной части массива наблюдается четкое увеличение абсолютных значений Δg . Это может свидетельствовать об увеличении гранитного слоя под массивом, на что прямо указывает и увеличенная мощность консолидированной земной коры, которая, по данным ГСЗ, составляет здесь около 40-50 км [Вольвовский и др., 1966]. В Таджикской впадине аномальное гравитационное поле отражает характер альпийской тектоники, т.е. прямо соответствует характеру структурного плана мезозойско-кайнозойского комплекса отложений [Вонгаз, Коган, 1964].

В западной части массива породы фундамента вскрыты многочисленными скважинами и хорошо изучены. Верхнепротерозойские и нижнепалеозойские породы байкальского основания представлены различными глубокометаморфизованными сланцевыми толщами, которые прорываются средне- и верхнепалеозойскими гранитоидами [Князев и др., 1966]. Терригенно-вулканогенные отложения среднего и верхнего палеозоя входят здесь в геосинклинальный чехол массива.

Древние отложения фундамента выходят на поверхность в Кугитанг-Тау, где они представлены сланцевыми толщами, прорваными жилами кварца и дайками палеозойского возраста. В Таджикской впадине отложения фундамента погружены на большие глубины и бурением не вскрываются.

В целом Чардоуско-Таджикский массив является массивом байкалид, значительно переработанным последующим, в основном преимущественно герцинским, тектогенезом. В этом отношении он в принципе не отличается от ранее рассмотренных массивов внутренних частей фундамента молодой платформы.

СЫРДАРЬИНСКИЙ МАССИВ

Сырдарьинский массив разделяет Кызылкумо-Тяньшаньскую складчатую систему герцинид от складчатых систем каледонид, которые в работе не рассматриваются. Он находится в пограничной области между герцинидами и каледонидами, разделяя разновозрастные складчатые системы. Это отразилось на его строении, что в свою очередь привело к различной трактовке тектонического положения массива и отнесению соответственно к каледонидам или герцинидам.

Магнитное поле массива относительно спокойно. Его региональный фон близок к нейтральному. На нем выделяется ряд изометрических слабоположительных и таких же отрицательных аномалий ΔT_a . Только на южном борту массива находится несколько положительных локальных аномалий интенсивностью до 400 гамм.

Сам массив имеет форму вытянутого в северо-западном направлении треугольника протяженностью около 1000 км при средней ширине около 200 км. Общая площадь массива составляет 200 000 км². При этом необходимо учитывать, что границы Сырдарьинского массива проводятся различными авторами по-разному. Нами этот массив выделяется в несколько меньших границах, чем это делается в работах других авторов [Таль-Вирский, 1962, 1964; Абдулаев, Борисов, 1963].

Сюда относится только погруженная часть массива, поскольку Кызылкумо-Кураминская зона, которая причисляется рядом исследователей к Сырдарьинскому массиву, выделяется нами в самостоятельную тектоническую зону нерасчлененных герцинид.

Фундамент Сырдарьинского массива составляют глубоко-метаморфизованные допалеозойские отложения, прорванные гранитоидными интрузиями среднего палеозоя; он перекрывается терригенно-карбонатным комплексом среднего палеозоя, породы которого претерпели стадию изменения, характерную для позднего диагенеза или начальных стадий метаморфизма. В тектоническом отношении они относятся к геосинклинальному чехлу массива или переходному (тафрогеному) комплексу. Судя по обнажениям на периферии массива, не исключено, что под терригенно-карбонатными отложениями залегают более древние отложения низов среднего палеозоя, представленные вулканогенными формациями. В отдельных впадинах могут присутствовать верхнепалеозойские осадочно-вулканогенные отложения.

Строение Сырдарьинского массива довольно сложно; слабая изученность не позволяет дифференцировать его более детально.

БЕЛЬТАУСКИЙ МАССИВ

Бельтауский массив расположен в Юго-Восточном Приаралье между побережьем Аральского моря и горным массивом Букантау и в тектоническом отношении находится на замыкании Уральской и Кызылкумо-Тяньшаньской складчатых систем.

В геомагнитном поле Бельтауский массив выделяется крупным геомагнитным максимумом, который сопряжен в восточной части с геомагнитным минимумом. Для всего массива характерно мелкомозаичное поле, причем его напряженность в положительных локальных аномалиях достигает +500 гамм и более, а в отрицательных доходит до -250 гамм.

Аномальное гравиметрическое поле массива мозаично и отрицательно. Только по периферии появляются сравнительно слабые положительные аномалии.

По данным ГСЗ, мощность консолидированной земной коры Бельтауского массива составляет 35-40 км [Вольвовский и др., 1966; Беляевский, Борисов, 1974]. Размеры массива невелики и составляют 250 x 100 км, т.е. 25 000 км².

Ряд скважин вскрывает в пределах массива преимущественно гранитоидные породы, представленные лейкократовыми, микроклиновыми, плагиоклазовыми гранитами и диоритами. Только одна скважина вскрыла габброиды на западном борту массива. Абсолютный возраст гранитоидных пород составляет 240-285 млн. лет, что соответствует позднегерцинскому этапу их формирования. Диориты (340 млн. лет) образовались, видимо, в конце раннегерцинского этапа на границе девона и карбона. Такой возраст магматических интрузивных образований Бельтауского массива хорошо увязывается с аналогичными породами фундамента Чардоуско-Таджикского массива в районе Бухарской и Чардоуской ступеней.

Характер геомагнитного поля Бельтауского массива довольно близок к полю Арало-Кустанайского антиклиниория Уральской складчатой системы, хотя палеозойские эвгеосинклинальные формации, слагающие антиклиниорий в пределах Бельтауского массива, не встречены.

Бельтауский массив, возможно, является массивом, замыкающим с юга восточную часть Уральской складчатой системы. Это замыкание, в частности, может выражаться в том, что антиклиниорные структуры Уралид в южном направлении расширяются, как бы "поглощая" синклиниорные структуры, которые постепенно делаются все более узкими и, наконец, выклиниваются. Такое замыкание складчатых систем за счет расширения площади антиклиниориев и постепенного перехода их в структуры типа древних жестких массивов, перекрытых отложениями геосинклинальных чехлов вместо эв- и миогеосинклинальных отложений синклиниориев и антиклиниориев складчатых систем, вообще характерно.

Не исключено, что Бельтауский массив - наиболее южная, структурно приподнятая часть Арало-Кустанайского антиклиниория, связанного с последним постепенными переходами.

Приведенные выше материалы по древним массивам молодой платформы юга СССР указывают на их недостаточную геологическую изученность, которая для подавляющего большинства случаев базируется на изучении региональных геофизических (в основном геомагнитных) полей и немногочисленных результатах глубокого бурения. Такое положение вызвано в первую очередь тем, что большинство массивов перекрыто мощными толщами переходного (тафрогенного) комплекса

и отложениями платформенного чехла, затрудняющими прямое геологическое изучение этих важных геологических объектов.

Краткое рассмотрение древних массивов Западной и Центральной Европы может представлять определенный интерес для целей дальнейшего направленного изучения древних массивов на закрытой территории молодых платформ СССР.

Древние массивы раннегерцинской складчатой области Западной и Центральной Европы - Армориканский, Центрально-Французский и Молданубский, - образующие крупную самостоятельную тектоническую зону, изучены довольно детально. Фундамент этих массивов сложен в основном в различной степени метаморфизованными отложениями байкалид, которые прорваны главным образом герцинскими и в меньшей степени каледонскими гранитоидами, обусловившими дополнительный метаморфизм вмещающих отложений [Грендор, 1964; Руттен, 1972].

Палеозойские геосинклинальные осадочные и эфузивные образования герцинского тектонического цикла пользуются в пределах массивов ограниченным распространением и тектонически относятся к геосинклинальным чехлам массивов. Для этих отложений характерно отсутствие значительной складчатости и метаморфизма, но в то же время наблюдается их блоковое строение, иногда с образованием надвигов. С разломными дислокациями массивов связана в ряде случаев и их тектоническая зональность.

Таким образом, ряд тектонических признаков, характерных для древних массивов раннегерцинской складчатой области Западной и Центральной Европы, указывает на их принципиальное сходство с погребенными массивами молодой платформы юга СССР. Это делает правомерным сравнение наиболее характерных черт их строения и развития, хотя вне сомнения каждый из них имеет ряд индивидуальных особенностей строения и истории развития.

Основной складчатостью, обусловившей возникновение рассматриваемых массивов, была байкальская. В течение герцинского тектонического цикла эти массивы представляли структурно приподнятые зоны внутри геосинклинальной области. Палеозойские отложения в их пределах представлены в основном геосинклинальными чехлами массивов, которые являются уменьшенными в мощностях, относительно слабо дислоцированными и метаморфизованными отложениями соседних геосинклинальных прогибов.

В пределах массивов происходило внедрение крупных интрузий в основном гранитоидного состава, приуроченных к герцинскому и в меньшей степени к каледонскому орогеническим циклам; с интрузиями связан значительный метаморфизм вмещающих отложений, который для древних докембрийских толщ был повторным. С расколами массивов, также совпадающими в основном с орогеническими циклами, связана усиленная эфузивная деятельность.

Древние массивы отделены от обрамляющих палеозойских геосинклиналей крупными и длительно развивавшимися разломами, однако в некоторых случаях ограничения не являются резкими и сопровождаются переходными зонами с постепен-

пенным увеличением мощности палеозойских комплексов и постепенным усилением складчатых дислокаций в сторону геосинклинали. С завершением герцинского орогенеза эти массивы окончательно потеряли подвижность и вместе с окружающими их палеозойскими геосинклинальными складчатыми системами образовали гетерогенный фундамент молодых платформ.

Характерные особенности древних массивов показывают, что они представляют самостоятельную категорию структур геосинклинальных областей. Они пользуются широким распространением в областях палеозойской складчатости и занимают там значительные площади.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из рассмотрения строения и истории геосинклинального развития фундамента молодой платформы юга СССР, интерпретация которой основана на иной, чем это предлагалось ранее, геотектонической концепции, вытекают следующие основные выводы.

1. Имеющийся геологический материал не противоречит гипотезе расширяющейся Земли для разных этапов ее геотектонического развития. Данная гипотеза или по крайней мере некоторые ее детали могут представлять несомненный интерес при дальнейшей разработке общей модели тектогенеза. Хотя она и не лишена определенных недостатков (в частности, условности некоторых предпосылок), тем не менее с ее помощью может быть найдено удовлетворительное решение ряда сложных вопросов геотектоники. Так, например, до сих пор нельзя считать удовлетворительными такие основополагающие моменты, как механизм раскола единого блока континентальной земной коры (Гондваны) и движения отдельных крупных материковых глыб в гипотезе "новой глобальной тектоники" или процесса базификации земной коры в известной гипотезе В.В. Белоусова. Эти и ряд других "трудных мест" просто объясняются предлагаемой гипотезой, хотя сама она в этом отношении не идеальна. Обоснование гипотезы расширяющейся Земли на базе современных геолого-геофизических представлений почти не проводилось. Предшествующие работы носили, скорее, геолого-географический характер - соединяли "разъехавшиеся" материки в единую глыбу, что на определенном этапе исследований представляло несомненный интерес.

В настоящее время те же самые геолого-геофизические данные, которые используются, например, сторонниками "новой глобальной тектоники", могут с не меньшей степенью достоверности служить гипотезе расширяющейся Земли. Целый ряд важнейших геотектонических процессов - образование континентальной коры, механизм взаимодействия вновь образованной континентальной коры с подкоровым веществом на начальных этапах корообразования, роль глубинных разломов, эвгеосинклиналей и первичных океанов в оттоке избыточного тепла из подкоровых частей Земли, "геосинклинизация" океанов и ряд других - вообще не рассматриваются "новой глобальной тектоникой" и большинством предшествующих ей гипотез. Хотя "новая глобальная тектоника" и ее производная - "тектоника плит" - дали мощный толчок для дальнейшего развития теоретической тектонической мысли (в этом ее большая заслуга), на смену ей приходит более гибкая и корректная гипотеза.

Механистическая в своей основе "новая глобальная тек-

тоника", удовлетворительно ответившая на один круг вопросов (в частности на вопрос о "дрейфе материков"), оказалась не в состоянии ответить на множество других. Ее положения о "плавающих без руля и без ветрил" и неведомо какими силами направляемых блоках континентальной коры, которые, сталкиваясь друг с другом, образуют, подобно льдинам, горы-горосы, являются достаточно наивными.

Упрощенное толкование сложных тектонических процессов понимают многие сторонники "новой глобальной тектоники". Не случайно в последнее время появилось множество дополнений, изменений и уточнений этой гипотезы, порядком ее "причесавших", однако от применения этой геологической "косметики" суть ее не изменилась.

Необходимо учесть, что известная более 100 лет и хорошо разработанная геосинклинальная теория вполне удовлетворительно согласуется со многими наблюдаемыми фактами. И хотя по мере накопления геологического материала геосинклинальная теория перестала полностью удовлетворять тектонистов, тем не менее большинство ее положений до сих пор не отвергнуто. Однако и геосинклинальная теория не отвечает ряду фактов, выявленных в последнее время.

Подобная картина характерна и для других геотектонических гипотез и теорий, так как ни одна из них "в чистом виде" не в состоянии объяснить все многообразие тектонических процессов. Сейчас становится ясным, что общая теория тектогенеза должна впитать в себя рациональные положения и выводы многих гипотез и частных теорий, четко увязав их между собой. Только на этой основе может сложиться действительно полная научная теория, раскрывающая все многообразие тектонических форм и процессов.

В основу общей теории тектогенеза, на наш взгляд, должны быть положены две гипотезы (теории): гипотеза расширяющейся Земли и геосинклинальная теория. При помощи этих двух основополагающих гипотез может быть найдено удовлетворительное объяснение большинства наблюдаемых в настоящее время геотектонических фактов, явлений и процессов.

2. На базе гипотез расширяющейся Земли и геосинклинальной теории в монографии рассмотрено развитие молодой платформы юга СССР. Интерпретация геологической истории в основе своей увязана с имеющимся в настоящее время фактическим материалом по геологии палеозойских и докембрийских отложений и геофизическими материалами.

В целом предлагаемая концепция рассматривает геосинклинальный процесс как процесс преобразования океанической коры в кору континентальную путем ее наращивания по краям блоков древней коры континентального типа. Он, по нашему мнению, наиболее активно проявляется в пограничной зоне континент - океан, поскольку именно здесь происходит одна из основных тепловых разрядок - вынос излишнего подкорового тепла и вещества, что в геологическом отношении выражается мощным развитием эвгеосинклинальных процессов. Они протекают в эвгеосинклиналях двух типов: а) в окраинных или внешних, которые закладываются непосредственно на океанической коре в

окраинной части океана; б) во внутренних, которые образуют в результате растрескивания континентальной коры по линиям глубинных разломов и раздвижения блоков с образованием внутренних эвгеосинклиналей.

Что касается образования миогеосинклиналей, то они закладываются на коре континентального типа и являются как бы недоразвившимися внутренними эвгеосинклиналями.

Все стадии геосинклинального процесса в эв- и миогеосинклиналях проходят в соответствии с давно и детально разработанными положениями геосинклинальной теории, которые в основных чертах достаточно полно и убедительно объясняют основные особенности этого типа развития земной коры.

3. Краткий геологический анализ территории молодой платформы и ее обрамлений показывает, что наиболее древними отложениями в ее пределах являются рифейско-вендинские геосинклинальные отложения, указывающие на повсеместное развитие байкальской складчатости. Более древние породы и структурные элементы достоверно неизвестны, хотя они предполагаются по материалам геофизических, а, возможно, и геологических исследований. Однако их роль в общей структуре фундамента - резко подчиненная.

Более молодые складчатые системы закладывались уже, как правило, на консолидированной коре континентального или переходного типа, созданной байкальским орогенезом. Но и в последующие тектонические эпохи происходило наращивание земной коры за счет эвгеосинклинальных процессов.

4. Процесс нарастания более молодой континентальной коры вокруг древних континентальных блоков в сторону океанов и заполнение последних разновозрастными геосинклиналями - сложный процесс "геосинклинизации" океанов. Он наиболее характерен для древних океанов, каким являлся океан Тетис и который, несмотря на длительный период своего существования (по крайней мере с рифейского времени), до сих пор еще не полностью заполнился геосинклиналями. Реликты этого древнего океана сохранились в виде Средиземного, Черного и других морей с океаническим типом земной коры. Замыкание этого океана - процесс многостадийный и до сих пор не закончившийся.

5. Детальное изучение строения фундамента молодой платформы подтверждает ранее сделанный вывод о его гетерогенности. Под этим термином понимается такое строение фундамента молодой платформы, когда слагающие его геосинклинальные образования представлены разновозрастными каледонскими и герцинскими складчатыми системами и древними, в основном байкальскими, массивами, спаянными воедино и представляющими единый жесткий цоколь. Породы фундамента разных тектонических элементов подверглись воздействию различных по интенсивности геосинклинальных процессов: складчатости, разрывным дислокациям, метаморфизму, магматизму и ряду других. Вышележащими отложениями переходных тектонических комплексов и платформенных чехлов они, как правило, перекрываются с угловым несогласием.

К фундаменту следует относить также и отложения гео-

синклинальных чехлов древних массивов, поскольку они одновозрастны с отложениями соседних геосинклинальных прогибов, близки к ним в формационном отношении и часто подвергаются воздействию интрузивного магматизма, особенно на завершающих фазах геосинклинального этапа.

Орогенные отложения также должны быть отнесены к фундаменту, поскольку они принадлежат завершающему этапу геосинклинального развития и наследуют основные структурные особенности главного геосинклинального этапа. Кроме того, они одновозрастны с проявлениями орогенного магматизма — типично геосинклинального процесса. На практике эти отложения не всегда удается отделить от подстилающих геосинклинальных комплексов и от покрывающих отложений переходного (тафрогенного) комплекса, с которыми они могут иметь и постепенные переходы.

Поэтому верхняя граница геосинклинальных отложений в ряде случаев различными исследователями проводится условно или неоднозначно, что часто приводит к теоретическим спорам и разногласиям в практической оценке (в частности, нефтегазоносности) тех или иных тектонических комплексов, особенно там, где имеется недостаток геологической информации (Устюрт, некоторые районы Средней Азии и т.д.).

Однако подобная неопределенность характерна главным образом для зон с развитой верхнепалеозойской складчатостью, где стратиграфический перерыв между окончанием геосинклинальной складчатости и началом образования платформенного чехла относительно кратковременный. В зонах, где развиты более ранние складчатости (байкальская, каледонская и др.), этот перерыв фиксируется четко и, как правило, сомнений не вызывает. Поскольку зоны наибольших стратиграфических перерывов приурочены к антиклинальным поднятиям и древним массивам, то именно здесь граница "фундамент-чехол" фиксируется наиболее отчетливо.

6. Древние (в основном байкальские) массивы фундамента молодой платформы играют ту же роль, что и архейские массивы в фундаменте древних платформ: они являются специфическими структурами геосинклинального этапа развития и подвергаются воздействию таких типично геосинклинальных процессов, как интрузивный магматизм, повторный метаморфизм и т.д. Поэтому выделять их из фундамента молодых платформ и рассматривать в качестве негеосинклинальных геоструктурных элементов — мини-платформ или микроконтинентов — по отношению к окружающим складчатым системам было бы неверно.

В настоящее время изучение фундамента молодых платформ находится в начальной стадии. Многие вопросы геологии этого сложного тектонического комплекса еще весьма проблематичны и далеки от окончательного решения. Постепенно накапливающийся фактический материал позволяет надеяться, что многие неясные до сих пор вопросы геологии фундамента молодой платформы юга СССР, в том числе и размещения полезных ископаемых, будут успешно решены на базе уже известных и новых геотектонических концепций.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулин А.А. Геология Мугоджар. - М.: Наука, 1973.
- Абдуллаев Х.М., Борисов О.М. Об особенностях развития средних массивов. - Сов. геол., 1963, № 8.
- Адамия Ш.А. Доюрские образования Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1968.
- Ажгирей Г.Д. Тектоника и магматизм Большого Кавказа. - В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 11. Гималайский и альпийский орогенез. М.: Наука, 1964.
- Ажгирей Г.Д., Баранов Г.И., Кропачев С.М. и др. Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976.
- Алексин А.Г., Шарданов А.Н., Юдин Г.Т. и др. Геологические формации Западного Предкавказья. М.: Наука, 1973.
- Амурский Г.И. Обзор основных черт доорогенной истории тектонического развития Туркмено-Иранской складчатой области. - В кн.: Труды УГ Совета министров ТуркмССР. Ашхабад: Ылым, 1968, вып. 5.
- Артюшков Е.М. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 5.
- Архипов А.А., Ахмеджанов М.А., Борисов О.М. О вендских отложениях в Средней Азии. - Узб. геол. журн., 1969, № 1.
- Афанасьев Г.Д. Основные итоги изучения магматизма Большого Кавказа. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 7.
- Ахмеджанов М.А., Борисов О.М., Фузайлова И.А. Строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана. Ташкент: Фан, 1967.
- Бакиров А.А., Биков Р.И., Гаврилов В.П. Глубинное строение и перспективы нефтегазоносности палеозоя Северного Устюрта. - Сов. геол., 1968, № 2.
- Бакиров А.А., Князев В.С., Флоренский П.В. и др. Складчатый фундамент и промежуточный комплекс Туранской плиты. - В кн.: Фундамент, основные разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазоносностью. М.: Недра, 1970.
- Белоусов В.В. Земная кора и верхняяmantия материков. М.: Наука, 1966.
- Белов А.А. Тектоническое развитие центральной части Северного Кавказа (Передовой хребет) в верхнем палеозое: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук М., 1961.
- Белов А.А., Кизевальтер Д.С. Основные черты строения и история развития позднегерцинского структурного этажа Центральной части Северного Кавказа (средний карбон - нижний триас): Геология Центрального и Западного Кавказа. - Труды Кавказской экспедиции ВАГТ и МГУ за 1959-1960 гг. М.: 1962. Т. 3.
- Белоусов В.В. Некоторые вопросы развития земной коры и верхнейmantии океанов. - Геотектоника, 1967, № 1.
- Белоусов В.В. Земная кора и верхняяmantии океанов. М.: Наука, 1968.
- Белоусов В.В. Об эндогенных режимах материков. - Геотектоника, 1974, № 3.

- Беляевский Н.А., Борисов А.А. Структура и мощность земной коры СССР. В кн.: Структура фундамента платформенных областей СССР: (Объяснительная записка к тектонической карте фундамента территории СССР м-ба 1:5.000 000). Л.: Наука, 1974.
- Беннисон Дж., Райт А. Геологическая история Британских островов. М.: Мир, 1972.
- Борисов А.А., Фединский В.В. Геофизическая характеристика геосинклинальных областей Средней Азии. - В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М.: Наука, 1964.
- Браташ В.И., Егупов С.В., Печников В.В., Шеломенцев А.И. Геология и нефтегазоносность севера Афганистана. М.: Недра, 1970.
- Бубнов С.Н. Геология Европы, т. II. Внеальпийская Западная Европа. Ч. 1. Каледониды и варисциды. М., Л.: ОНТИ, 1935.
- Булекбаев З.Е., Гарецкий Р.Г., Далбян И.Б. и др. Геологическое строение и газо-нефтеносность Северного Приаралья и Северного Устюрта. М.: Наука, 1970.
- Буш В.А., Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г. Тектоника эпигеосинклинального палеозоя Туранской плиты и ее обрамления. М.: Наука, 1975.
- Вистелиус А.Б., Миклухо-Маклай А.Д., Рябинин В.Н. Devonские известняки из красноцветной толщи Туаркыра. - ДАН СССР, 1953, т. 90, № 2.
- Вольковский И.С., Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.С., Шрайбман В.И. Тектоника Туранской плиты. М.: Наука, 1966.
- Вонгаз Л.Б., Коган А.Б. Некоторые особенности тектоники Таджикской депрессии в связи с нефтегазоносностью - В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1964.
- Гарецкий Р.Г. Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар. - Труды ГИН АН СССР, 1962, вып. 60.
- Гарецкий Р.Г., Егоров И.П., Наумова С.Н., Шлезингер А.Е. Нижнекаменноугольные и верхнедевонские отложения района Жанасу (Южно-Эмбенский гравитационный максимум). - ДАН СССР, 1961а, т. 136, № 6.
- Гарецкий Р.Г., Наумова С.Н., Шлезингер А.Е. Стратиграфия и формационный характер верхнедевонских отложений в районе Южно-Эмбенского гравитационного максимума. - ДАН СССР, 1961б, т. 141, № 4.
- Гарецкий Р.Г., Пантелеев Г.Ф., Флоренский П.В., Шлезингер А.Е. Породы складчатого фундамента Центрального Устюрта (восточная часть Мангышлакской системы дислокаций). - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 1.
- Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Глубинное строение Южно-Эмбенского гравитационного максимума в свете новейших геологических и геофизических данных. - В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее обрамления. М.: Гостоптехиздат, 1962.
- Гарецкий Р.Г., Шрайбман В.И. Глубина залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты (Западный Казахстан). - Труды ГИН АН СССР, 1960, вып. 44.
- Гаркаленко И.А., Пустыльников М.Р., Славин В.И. и др. Геофизические исследования и тектоника юга Европейской части СССР. Киев: Наукова думка, 1969.
- Гарьковец В.Г. О структурной и металлогенической связи Тянь-Шаня с Уралом. - В кн.: Сборник научных тру-

- дов: (XXII сессии МГК). Геологическое строение СССР. Т.1, 1968.
- Ташкент, 1964, вып. 4.
- Годин Ю.Н. Тектоническое районирование Западной и Центральной Туркмении по данным геофизических исследований. - В кн.: Геология СССР. М.: Гостоптехиздат, 1957, т. 22. Туркменская ССР. ч. 1.
- Годин Ю.Н. Глубинное строение западной части Средней Азии по данным геофизических исследований. - В кн.: Перспективы нефтегазоносности и направления геолого-разведочных работ в западных районах Средней Азии. М.: Гостоптехиздат, 1960.
- Голубов Б.Н. Вопросы геологического строения молодых платформ в пределах Каспия (по геофизическим данным): Автoref. дис. ... канд. геол. - мин. наук. М.: МГУ, 1973.
- Грачев Р.И. Геологическое строение и история развития Южно-Эмбенского поднятия. - Труды ВНИГРИ, 1959, вып. 131, № 4.
- Грендор М.Ж. Районы древних складчатостей Франции. - В кн.: Тектоника Европы. М.: Наука; Недра, 1964.
- Дедеев В.А. Методика изучения внутренней структуры фундамента платформ. М.: Наука, 1972.
- Дубинский А.Я. Новые данные по тектонике восточной части Большого Донбасса. - Материалы ВСЕГЕИ, 1956, вып. 14.
- Егупов С.В. Триасовые отложения юго-восточной периферии Туранской плиты и ее горного обрамления. - В кн.: Тектоника Туркмении и сопредельных территорий. М.: Наука, 1966.
- Журавлев В.С. Устюртский массив. - В кн.: Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. М.: Наука, 1975.
- Заубек Р., Машка М. Чешский массив. - В кн.: Тектоника Европы. М.: Наука; Недра, 1964.
- Казаков М.П. Основные черты тектоники Прикаспийской впадины. - Сов. геол., 1957, № 61.
- Казаков М.П., Васильев Ю.М., Широков В.Я. Развитие представлений о тектонике Предкавказья и южной окраины Русской платформы. - Труды МНИ им. Губкина, 1958а, вып. 22.
- Казаков М.П., Чарыгин М.М., Быков Р.И. и др. Тектоническое строение и история развития Прикаспийской впадины и смежных областей в связи с вопросами нефтегазоносности. М.: Гостоптехиздат, 1958б.
- Карта тектонического районирования юга СССР /Под ред. Г.Х.Дикенштейна, К.Н.Кравченко, М.В.Муратова. М.: ГУГК, 1974.
- Карцева О.А., Кирюхин Л.Г. Верхнепалеозойские отложения Устюрта. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, № 6.
- Кизевальтер Д.С. Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа. - В кн.: Материалы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа. Ставрополь, 1960.
- Кизевальтер Д.С. Новая стратиграфическая схема среднепалеозойских отложений Северного Кавказа. - Изв. вузов. Геол. и разн., 1963, № 1.
- Кириллов И.В. Гипотеза развития Земли, становления континентов и океанов. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1958, т. 33, № 2.
- Книппер А.Л. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа. - Геотектоника, 1971, № 6.

- Князев В.С., Кононова И.Б., Флоренский П.В. и др. Складчатый фундамент Туранской плиты и промежуточный комплекс пермо-триаса. - В кн.: Закономерности размещения нефти и газа эпигерцинской платформы Юга СССР. М.: Гостоптехиздат, 1963, т. 1.
- Князев В.С., Крилов А.Я., Силин Ю.И. и др. Абсолютный возраст домезозойских пород западной и центральной частей Средней Азии. - ДАН СССР, 1966, т. 166, № 5.
- Князев В.С., Соловьева М.Н., Флоренский П.В., Чарыгин А.М. Верхнепалеозойские неметаморфизованные отложения северо-восточной Туркмении. - В кн.: Пермо-триас Русской платформы в связи с его нефтегазоносностью. М.: Недра, 1969. (Труды МИНХ и ГП; Вып. 83).
- Князев В.С., Флоренский П.В., Чарыгин А.М., Шнип О.А. Складчатый фундамент и промежуточный комплекс Туранской плиты. - В кн.: Фундамент и основные разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазоносностью. М.: Недра, 1970.
- Князев В.С., Шнип О.А. О петрографическом составе пород фундамента Туркмении. - В кн.: Петрография фундамента и осадочных отложений нефтегазоносных областей СССР. М.: Гостоптехиздат, 1962. (Труды МИНХ и ГП; Вып. 38).
- Колчанов В.П. Палеографические построения О.Х.Хильгенберга для расширяющейся Земли. - Геотектоника, 1971, № 4.
- Кравченко Н.Н., Муратов М.В., Вонгаз Л.В. и др. Тектоника нефтегазоносных областей юга СССР. М.: Недра, 1973.
- Красивская И.С. Новые данные по стратиграфии метаморфических сланцев среднего течения Малки. - ДАН СССР, 1961, т. 138, № 4.
- Кропоткин П.Н. Проблемы дрейфа материков (мобилизма). - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 3.
- Крилов Н.А., Летавин А.И., Маловицкий Я.П. О геологическом развитии Предкавказья и южной окраины Русской платформы. - ДАН СССР, 1959, т. 125, № 6.
- Крилов Н.А., Оруджева Д.Е., Юферев Ю.К. и др. Пермо-триас - новый перспективный на газ комплекс Мангышлака. - Научно-технический обзор. Серия "Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений". М.: ВНИИгазпром, 1975.
- Кунин Н.Я. Новые данные о глубинном строении Устюрта и Мангышлака по результатам региональных и геофизических исследований. - В кн.: Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. М., 1968, № 5.
- Кунин Н.Я. Тектоника северной части Туранской плиты и комплексирование геофизических методов при исследованиях нефтегазоносных территорий: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М., 1971.
- Кунин Н.Я. Промежуточный структурный этаж Туранской плиты. М.: Недра, 1974.
- Куприн П.Н. Возраст и структура фундамента Карабогазского свода. - ДАН СССР, 1974, т. 219, № 6.
- Куприн П.Н., Мирзаханов М.К. Новые данные о строении фундамента Южного Прикарабогазья. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1962, т. 37, № 2.
- Лебедев Г.И. Докембрий Азовского выступа и юго-восточного склона Воронежской актеклизы: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Ростов н/Д, 1966.
- Левенштейн М.Л. К вопросу о структуре юго-западной окраины Донецкого бассейна

- (анализ изменения мощностей каменноугольных отложений) - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 4.
- Летавин А.И. Краткая литолого-петрографическая характеристика пород фундамента Предкавказья. М.: Гостоптехиздат, 1960. (Труды МИНХ и ГП; Вып. 27).
- Летавин А.И. Некоторые вопросы строения фундамента эпигерцинской платформы запада Средней Азии. - В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы юга СССР. М.: Наука, 1966.
- Летавин А.И. Перспективы нефтегазоносности пермо-триасового комплекса эпигерцинской платформы юга СССР и сопредельных территорий. - В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность молодых платформ. М.: Наука, 1970а.
- Летавин А.И. Основные черты строения палеозойского фундамента западной части Туранской плиты. - В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность молодых платформ. М.: Наука, 1970б.
- Летавин А.И. Принципы тектонического районирования и структура фундамента молодой платформы Юга СССР. - В кн.: Строение фундамента молодых платформ. М.: Наука, 1972.
- Летавин А.И., Дедеев В.А., Князев В.С., Чарыгин А.М. Фундамент молодых платформ. - В кн.: Молодые платформы и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1975.
- Летавин А.И., Крылов Н.А. Складчатые системы и массивы фундамента Скифской и Туранской плит. - В кн.: Структура фундамента платформенных областей СССР: (Объяснительная записка к Тектонической карте фундамента территории СССР м-ба 1:5 000 000). Л.: Наука, 1974.
- Летавин А.И., Редичкин Н.А. Об отложениях верхнего карбона - нижней перми в Западном Предкавказье. - ДАН СССР, 1962, т. 142, № 4.
- Летавин А.И., Редичкин Н.А., Савельева Л.М. Нижнепермские отложения Степного Крыма. - ДАН СССР, 1964, т. 156, № 2.
- Лихачев Ю.А., Владимирский В.С., Малова Э.В. и др. Тектоника палеозойского фундамента Кызылкумов. - Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1963, т. 105.
- Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968.
- Любофеев В.Н., Дьяконов А.И. Стратиграфия и тектоническое положение домеловых пестроцветных формаций Западного Предкавказья. - Сов. геол., 1970, № 9.
- Маловицкий Я.П., Летавин А.И. О палеозойской истории Донбасско-Промысловской зоны. - ДАН СССР, 1960, т. 133, № 5.
- Маловицкий Я.П. Тектоника акваторий южных морей СССР и перспективы их нефтегазоносности (по данным морских геофизических исследований): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 1964.
- Маловицкий Я.П. Перспективы нефтегазоносности акватории Каспийского моря. Серия "Нефтегазовая геология и геофизика". М.: ВНИОЭНГ, 1967.
- Маловицкий Я.П. Об основных субмеридиональных дислокациях юга Европейской части СССР. - Геотектоника, 1970, № 3.
- Мамаев Н.Ф. Древние толщи Восточно-Уральского мегантиклиниория. М.: Наука, 1967.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. - В кн.: очерки региональной геологии, М.: Изд-во МГУ, 1963. вып. 8.
- Милановский Е.Е. Некоторые закономерности тектонического развития и вулканиз-

- ма Земли в фанерозое. - Геотектоника, 1978, № 6.
- Мирчинк М.Ф., Бененсон В.А., Юферев Ю.К., Мамбетов У.М. Палеозойские отложения Южного Мангышлака и Южного Устюрта в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности. - В кн.: Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. М.: ВНИИгазпром, 1972, № 2.
- Мирчинк М.Ф., Бобух В.А., Крилов Н.А., Летавин А.И. Новые данные о геологическом строении кряжа Карпинского и прилегающих территорий. - ДАН СССР, 1964, т. 154, № 6.
- Мирчинк М.Ф., Есенов Ш.Е., Бененсон В.А. и др. Тектоника и нефтегазоносность Мангышлака и Устюрта. М.: Недра, 1972.
- Мирчинк М.Ф., Крилов Н.А., Летавин А.И., Маловицкий Я.П. Основные черты мезо-кайнозойского развития юга Европейской части СССР. - ДАН СССР, 1959, т. 127, № 5.
- Мирчинк М.Ф., Крилов Н.А., Летавин А.И., Маловицкий Я.П. О распространении и условиях залегания переходного комплекса в районах эпигерцинской платформы, прилегающих к Каспийскому морю. - ДАН СССР, 1962, т. 146, № 4.
- Мирчинк М.Ф., Крилов Н.А., Летавин А.И., Маловицкий Я.П. Тектоника Предкавказья. М.: Гостоптехиздат, 1963.
- Мирчинк М.Ф., Крилов Н.А., Летавин А.И., Маловицкий Я.П. Новые данные о геологическом строении Мангышлакского порога. - ДАН СССР, 1966, т. 166, № 3.
- Муратов М.В. Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа. - Сов. геол., 1955, № 48.
- Муратов М.В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса. - Геотектоника, 1969, № 2.
- Муратов М.В. Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975.
- Муратов М.В., Бондаренко В.Г., Плахотный Л.Г., Черняк Н.И. Строение складчатого основания Равнинного Крыма. - Геотектоника, 1968, № 4.
- Наливкин Д.В., Луппов Н.П. Палеозой Туаркырской антиклинали. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1936, № 4.
- Неволин Н.В. Тектоника Западного Казахстана и перспективы его нефтегазоносности. М.: Гостоптехиздат, 1961.
- Нейман В.Б. Расширяющаяся земля. М.: Географгиз, 1962.
- Обзорная тектоническая карта юга Европейской части СССР м-ба 1:1 000 000 /Под ред. М.Ф. Мирчинка. М.: ГУГК, 1964.
- Обуэн Ж. Геосинклинали (проблемы происхождения и развития). М.: Мир, 1967.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. - Тектоника, 1969, № 4.
- Поршняков Г.С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973.
- Потапенко Ю.Я., Момот С.П. Новые данные о кембрийских отложениях Северного Кавказа. - ДАН СССР, 1965, т. 164, № 3.
- Потапенко Ю.Я., Огородникова В.И. Строение фундамента Северного Кавказа в районе междуречья Кубани и Баксана. - Геотектоника, 1971, № 2.
- Пронин А.А. Каледонский цикл тектонической истории Земли (хронология тектонических движений). Л.: Наука, 1969а.

- Пронин А.А. Герцинский цикл тектонической истории Земли (хронология тектонических движений) Л.: Наука, 1969г.
- Пятков К.К., Пяновская П.А., Бухарин А.К., Быковский Ю.К. Геологическое строение Центральных Кызылкумов. Ташкент: Фан, 1967.
- Редичкин Н.А. О нижнекаменноугольных отложениях восточного склона Азовского выступа. - ДАН СССР, 1966, т. 170, № 1.
- Рубинштейн М.М. Аргоновый метод в применениях к некоторым вопросам региональной геологии. Тбилиси: Мецниереба, 1967.
- Руттен М.Г. Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972.
- Сабдушев Ш.Ш., Усманов Р.Р. Тектонические покровы, меланж и древняя океаническая кора в Тамдытау (Западный Узбекистан). Геотектоника, 1971, № 5.
- Салина Л.С. Триасовые отложения Южного Мангышлака - новый этап нефтегазоносности. - Геол. нефти и газа, 1975, № 8.
- Салоп Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Недра, 1973.
- Сапожников Р.Б. Тектоника юго-восточного склона Русской плиты, Северо-Западного Приаралья и Северного Устюрта (по результатам геофизических исследований): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ВНИГНИ, 1970.
- Сапожников Р.Б. Тектоника территории Северного Устюрта и ее обрамления (по данным геофизических исследований). - Сов. геол., 1973, № 5.
- Смирнова М.Н. О внутреннем строении доюрского основания Терско-Каспийского прогиба. - Изв. вузов. Геол. и разн., 1974, № 3.
- Смирнова М.Н., Станулис В.А., Яковлева Т.В. Рекомендации по дальнейшему направлению поисково-разведочных работ и новые данные о глубинном строении Терско-Сунженского прогиба. Грозный: Грозненский рабочий, 1967.
- Сомин М.Л. О древнейших структурных комплексах Главного Кавказского хребта и смежных областей. - Геотектоника, 1960, № 5.
- Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974.
- Станулис В.А., Стерленко Ю.А. Новые данные о палеозойских и ранне-среднемезозойских отложениях Чечено-Ингушетии. - Изв. вузов. Геол. и разн., 1971, № 5.
- Таль-Вирский Б.Б. История Тектонического развития Западного Узбекистана в свете результатов геофизических работ. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1962.
- Таль-Вирский Б.Б. Некоторые закономерности тектонического развития эпиплатформенной орогенической области Западного Тянь-Шаня (по результатам геофизических исследований). - В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М.: Наука, 1964.
- Таль-Вирский Б.Б., Котляревский Л.Н., Кремнев И.Г. Новые данные о строении фундамента Ферганской межгорной впадины. - Узб. геол. журн., 1964, № 5.
- Тарлинг Д., Тарлинг М. Движущиеся материки. М.: Мир, 1973.
- Тектоника Евразии; (Объяснительная записка к тектонической карте Евразии м-ба 1 : 5 000 000). М.: Наука, 1966.
- Тектоника Европы: (Объяснительная записка к международной тектонической карте Европы м-ба 1:2 500 000). М.: Наука, 1964.
- Тектоническая карта фундамента территории СССР м-ба

- 1:5 000 000. М.: ГУГК, 1973.
- Тимофеев Б.В. О возрасте древних осадочных свит Северного Приэльбрусья. - ДАН СССР, 1962, т. 144, № 1.
- Узаков Х. Рельеф и геологическое строение складчатого фундамента Бухарского нефтегазоносного региона. Узб. геол. журн., 1963, № 5.
- Флоренский П.В., Карабенцева Н.М., Кононова Н.И. и др. Триасовые отложения Южного Мангышлака - новый этап нефтегазоносности. - Геология нефти и газа, 1975, № 8.
- Фотиади Э.Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. М.: Гостоптехиздат, 1958.
- Фузайлов И.А. Каракумский массив. - В кн.: Структура фундамента платформенных областей СССР: (Объяснительная записка к тектонической карте фундамента территории СССР м-ба 1:5 000 000). Л.: Наука, 1974.
- Хаин В.Е. Важнейшие особенности строения и развития Альпийского пояса Евразии. - В кн.: Карпатско-Балканская геологическая ассоциация. Конгресс 8-й. Белград, 1967, т. 1.
- Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973.
- Херасков Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. - В кн.: Тектоника и формации. М.: Наука, 1967.
- Худобина Е.А. Магматические породы Западной Туркмении. Труды ВСЕГЕИ, 1961, вып. 4.
- Чаригин М.М., Васильев Ю.М., Мильтичук В.С. и др. Геология и перспективы нефтегазоносности Араво-Каспийского региона. М.: Гостоптехиздат, 1963.
- Чудиков Ю.В. Расширение Земли, как альтернатива "новой глобальной тектоники". - Геотектоника, 1976, № 4.
- Шарданов А.Н., Любоеев В.Н. О строении и составе пород фундамента Западного Предкавказья. - ДАН СССР, 1968, т. 178, № 6.
- Шатский Н.С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5.
- Шейнман Ю.М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли. - Геотектоника, 1970, № 4.
- Штилле Г. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М.: Мир, 1968.
- Шульц С.С. мл. Геологическое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. М.: Недра, 1972.
- Яншин А.Л. Взгляды А.Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу. - В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти акад. А.Д. Архангельского. М.: Изд-во АН СССР, 1951.
- Яншин А.Л. О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южно-Эмбенского поднятия. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1955, т. 30, вып. 5.
- Яншин А.Л. Основные черты тектоники верхнепалеозойских отложений периферии Мугоджар в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности. - В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и юго-восточного обрамления. М.: Гостоптехиздат, 1962.
- Яншин А.Л., Аверов В.П., Сапожников Р.Б., Шлезингер А.Е. Структура подсо-

левого комплекса юго-востока Прикаспийской впадины и перспективы ее нефтегазоносности. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 7.

Яншин А.Л., Гарецкий Р.Г.,
Наумова С.Н., Шлезингер А.Е.

О положении границы Русской платформы к востоку от Каспийского моря. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, т. 36, вып. 4.

Ясенева М.А. Палеозойские отложения района Джанай.-ДАН СССР, 1956, т. 110, № 6.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Г л а в а I.	ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ И ЕЕ СВЯЗЬ С ТЕКТОНИКОЙ ЛИТОСФЕРЫ	3
Г л а в а II.	ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ПРЕДЫСТОРИЯ МОЛОДОЙ ПЛАТФОРМЫ ЮГА СССР	15
Г л а в а III.	СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА ПРЕДКАВКАЗЬЯ И СО- ПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ	32
	Донецкий бассейн	33
	Центральный Кавказ	38
	Предкавказье	48
Г л а в а IV.	СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СРЕД- НЕЙ АЗИИ	61
	Палеозойские геосинклинальные породы в обрамлении Туранской плиты	61
	Породы фундамента Туранской плиты	72
	Геосинклинальные формации фундамента Предкавказья, Кавказа и западной части Средней Азии	80
Г л а в а V.	СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ ФУНДАМЕНТА МОЛОДОЙ ПЛАТФОРМЫ ЮГА СССР	86
	Предкавказская складчатая система	88
	Западно-Каракумская складчатая система	94
	Восточно-Каракумская складчатая система	96
	Кызылкумо-Тяньшанская складчатая сис- тема	98
	Уральская складчатая система	101
	Донбасско-Бузачинская складчатая система	109
Г л а в а VI.	ДРЕВНИЕ МАССИВЫ В ФУНДАМЕНТЕ МОЛОДОЙ ПЛАТФОРМЫ ЮГА СССР	119
	Северо-Кавказский массив	120
	Северо-Устюртский массив	122
	Яркимбайский массив	128
	Карабогазский массив	129
	Центрально-Каракумский массив	131
	Кумсебшенский массив	132
	Марыйский массив	133
	Чарджуско-Таджикский массив	133
	Сырдарьинский массив	135
	Бельтауский массив	135
	ЗАКЛЮЧЕНИЕ	139
	ЛИТЕРАТУРА	143

3500

1 p. 70 к.