

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕКТОНИКА
СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО
ПОЯСА



ИЗДАТЕЛЬСТВО СОСНУС

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ АН СССР

ТЕКТОНИКА
СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО
ПОЯСА

3290



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1980



В книге рассмотрены тектоника и происхождение глубоководных впадин внутренних морей, таких, как Черноморская, Южно-Каспийская, Тирренская и др.; тектоническое строение и закономерности тектонического развития Кавказа и сопредельных территорий, складчатых систем Карпат и Горного Крыма; проблемы границ пояса с окружающими древними платформами, вулканических и plutонических явлений, появления характерных формаций на фоне тектонического развития (флиш, олистостромы, офиолиты). Предприняты попытки палеотектонических реконструкций истории развития крупных регионов Средиземноморского пояса. Важными разделами являются исследования структуры пояса из космоса и связи тектоники с металлогенией и формированием нефтяных и газовых месторождений.

Редакционная коллегия:

А.А. БЕЛОВ, Е.Е. МИЛАНОВСКИЙ, В.Е. ХАИН,
А.Е. ШЛЕЗИНГЕР

Ответственные редакторы:

М.В. МУРАТОВ, А.Л. ЯНШИН

ПРЕДИСЛОВИЕ

Средиземноморский складчатый пояс разделяет древние платформы: Восточно-Европейскую, Таримскую, Тибетскую и Африканскую, Аравийскую, Индостанскую. Он охватывает значительное пространство Европы, Юго-Западной Азии и северного побережья Африки (в Марокко, Алжире и Тунисе).

На участке между юго-восточной оконечностью Восточно-Европейской платформы и краем Таримской плиты Средиземноморский пояс граничит с Урало-Монгольским, отделяясь от него протяженной и сложной зоной глубинных разломов, вытянутой вдоль Мангышлака, гор Нур-Ата и далее через Южный Тянь-Шань.

Средиземноморский пояс включает три крупные обособленные части, различающиеся по возрасту завершающих процессов складчатости и магматизма. Это, во-первых, Западно-Европейская герцинская складчатая область, охватывающая значительную часть Центральной и Западной Европы, включая и Пиренейский полуостров. Она закончила свое развитие, как известно, в конце палеозоя. Во-вторых, это наиболее длинная собственно Альпийская складчатая область, или, как ее в последнее время часто называют, "Альпийский складчатый пояс", протягивающийся от Гибралтара с Бетской Кордильеры Южной Испании через Альпы, Карпаты, Динарские горы, Малую Азию, далее в Иран и Афганистан, Гиндукуш, Памир, Каракорум до Гималаев. В целом это область неогеновой складчатости.

Третью часть образует Скифско-Южно-Туранская складчатая область, слагающая фундамент одноименных обширных плит. В целом она протягивается от предгорьев Памира, через равнины Таджикистана и Туркмении, среднюю часть Каспийского моря, Северный Кавказ, равнинный Крым до Валахской впадины в Румынии.

Строение складчатого основания этих плит под осадочным чехлом пока еще очень плохо известно. По-видимому, наибольшая роль в строении его принадлежит позднекембрийским (байкальским) складчатым структурам. Присутствуют также более узкие, но протяженные складчатые системы палеозойского возраста. Отдельные участки фундамента плит могут являться и блоками древней платформы.

Кроме перечисленных трех крупных складчатых областей, к Средиземноморскому поясу ранее казалось возможным относить еще четвертую Индонезийскую складчатую область Юго-Восточной Азии, включающую Араканский хребет Бирмы, Андаманские и Никоборские острова и всю дугу Индонезийского архипелага вплоть до зоны сочленения их со структурами Филиппинских островов и Гельмагерой, которые относятся к Тихоокеанскому поясу.

Однако по своему строению и истории развития Индонезийская складчатая дуга существенно отличается от Альпийского складчатого пояса — это очень молодая складчатая система, возникшая на океанической земной коре. Поэтому сейчас представляется более правильным всю Индонезийскую систему вместе с Араканским хребтом выделить из состава рассматриваемого пояса в самостоятельный Индонезийский пояс, тем более что последний достигает огромных размеров (более 8000 км в длину) и тесно связан по своей истории развития с Тихоокеанским поясом, ответвлением которого он и является.

Средиземноморский пояс в целом, и особенно собственно Альпийский пояс, имеет чрезвычайно сложное строение и историю развития. В формировании сложно построенных складчатых областей пояса важнейшую роль играют системы глубинных разломов, и в частности системы крупных надвигов и покровов.

В целом пояс с начала неогена находится в орогенном этапе развития и у него полностью оформились важнейшие структурные элементы этого этапа — высокогорные

молодые поднятия и системы межгорных и краевых впадин, заполненные мощным молассовым комплексом отложений.

Важной особенностью последнего этапа развития Средиземноморского пояса является образование в его пределах системы новейших глубоких котловин, возникших в плиоцене. Они наложены на самые различные складчатые структуры и срединные массивы пояса и заполнены водами внутренних морей (Каспийского, Черного, Мраморного, Эгейского, Ионического, Адриатического, Тирренского, Балеарского, Альборанского и др.). Котловины этих морей сформировались за относительно очень короткий отрезок времени конца плиоцена и четвертичного периода и не успели заполниться осадочными отложениями.

С этим же этапом связан и широко развитый новейший вулканизм этой части пояса.

М.В. Муратов

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ГЛУБОКОВОДНЫХ БАССЕЙНОВ
СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

О механизме образования глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса существуют разные мнения. Одни исследователи рассматривают их как реликтовые глубоководные впадины с первичной океанической корой [Васильковский, 1960; дьяков, Титаренко, 1975; Милановский, 1967; Сорский, 1966]. Другие — считают их новообразованными структурами, возникшими за счет растяжения и раздвигания верхнего сиалического слоя земной коры [Кропоткин, 1961; Муратов, Непрочнов, 1967; Biju-Duval et al., 1974; Finetti, Morelli, 1973; Morelli, 1975]. Наконец, большая группа исследователей выводит механизм образования глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса из глубинных процессов преобразования континентальной коры в океаническую [Белоусов, 1962, 1976; Земная кора . . . , 1975; Субботин и др., 1975].

Представление о реликтовом характере рассматриваемых глубоководных впадин противоречит современным данным о строении осадочного чехла глубоководных бассейнов. На сейсмических разрезах, отработанных на акваториях этих бассейнов [Яншин и др., 1976; Яншин, Маловицкий и др., 1977], отчетливо выделяются два структурных комплекса. Нижний из них сложен доплиоценовыми, кайнозойскими и мезозойскими¹ отложениями, мощность которых обычно в несколько раз меньше, чем у синхронных по возрасту пород смежных альпийских и киммерийских складчатых сооружений. По выходам на периферии бассейнов и материалам бурения устанавливается платформенный характер отложений этого комплекса. Венчается он в глубоководных впадинах Средиземного моря соленосными слоями верхнего миоцена. Слои нижнего комплекса залегают почти горизонтально, образуя пологие платформенные изгибы. Эти данные не позволяют рассматривать глубоководные бассейны Средиземноморского пояса как реликтовые океанические депрессии. Противоречит этому и то соображение, что при относительно небольших размерах депрессии давно уже были бы заполнены осадками. В случае первично океанической их природы не должна была произойти дифференциация мощностей на относительно большие в областях альпийских и киммерийских складчатых сооружений и умеренные на акваториях бассейнов. И наконец, однозначно доказано, что континентальные склоны рассматриваемых бассейнов образовались в новейшее время. Все это показывает, что глубоководные бассейны Средиземноморского пояса не являлись остаточными океаническими бассейнами. В доплиоценовое время большая часть их территории представляла платформенные области с нормальной континентальной корой и эпиконтинентальным, лишь иногда относительно глубоководным осадконакоплением. Образование же глубоководных впадин в их современных контурах падает на новейший этап развития Земли.

Вторая гипотеза также не находит подтверждения в строении осадочного чехла глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса и их морфологии. Действительно, если глубоководные бассейны возникли за счет процессов растяжения, приведших к уничтожению гранитно-метаморфического слоя и резкому утонению консолидированной коры, то почему остался ненарушенным вышележащий платформенный чехол. Последний относится, как указывалось выше, к отложениям мезозоя, а местами и более древним образованиям, т.е. формировался явно до предполагаемых процессов растяжения. Рассматриваемые глубоководные бассейны имеют округлое замыкание и плавные очертания, лишены линейных разломов, без которых растяжение земной коры крайне затруднено. Напротив, на продолжениях рифта Красного моря, являющегося типичной структурой растяжения земной коры, находятся гигантские системы линейных разломов.

¹ В некоторых бассейнах (западная часть акватории Черного моря и восточная часть акватории Средиземного моря) в его строении принимают участие и палеозойские образования.

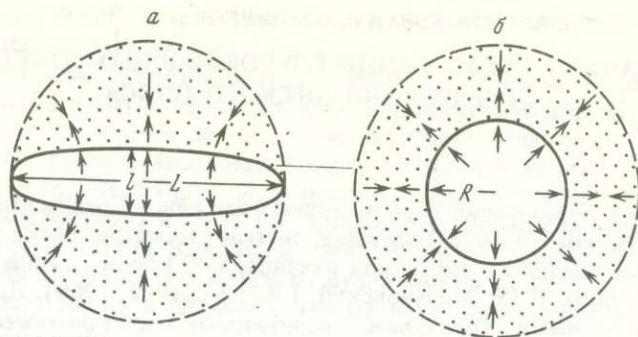


Рис. 1. Расположение зон растяжения и сжатия (показано точками) для (а) изометричных удлиненных и (б) округлых структур

Растяжение земной коры в одних регионах приводит к возникновению сжатия в других областях. В общем случае, как следует из геомеханики, сжатие, компенсирующее растяжение, происходит на расстоянии порядка половины длины структуры растяжения или меньше. В изометричных депрессиях растяжения компенсирующие зоны сжатия непосредственно приближены к границам этих структур (рис. 1, а). Ширина зон сжатия будет составлять порядка половины длины структуры растяжения. Таким образом, растяжение в линейных структурах типа срединно-океанических хребтов может компенсироваться синхронным по времени сжатием, происходящим на большом расстоянии от них [Новая глобальная тектоника . . . , 1974]. Напротив, в округлых структурах растяжения зоны сжатия должны практически опоясывать их периферию (см. рис. 1, б).

Глубоководные бассейны Средиземноморского пояса имеют округлую или слегка вытянутую изометричную форму. При длине изометричной депрессии L , ширине l , мощности коры h_k и величине растяжения Δl сокращение мощности коры $\Delta h_k \sim (\Delta l \cdot h_k) / l$. Отсюда $\Delta l \sim (l \cdot \Delta h_k) / h_k$. Поскольку в рассматриваемых структурах наблюдается почти полное сокращение мощности земной коры, отношение $\frac{\Delta h_k}{h_k} \approx 1$. Отсюда в глубоководных бассейнах Средиземноморского пояса $\Delta l \sim l/2$, т.е. величина растяжения близка к половине ширины самих глубоководных бассейнов. Следовательно, величина сжатия по периферии бассейнов должна быть близка к половине ширины самих глубоководных бассейнов. Следовательно, как указывалось выше, на расстоянии половины длины глубоководного бассейна $L/2$ должны возникнуть зоны сжатия, где сокращение поверхности Земли составит половину ширины глубоководного бассейна $l/2$. Поскольку ширина анализируемых бассейнов составляет сотни километров, в непосредственной близости от них должны были бы возникнуть синхронные по времени зоны сжатия горных пород. Так, при образовании глубоководного бассейна, длина которого L в три раза больше ширины l , происходит сжатие сопряженных с нею площадей шириной $L/2 = 3l/2$ на величину $\sim \frac{l}{2}$. При этом по горизонтали площади сжатия должны сократиться на $\sim 1/3$ своей первоначальной ширины. В более округлых впадинах интенсивность сжатия соответственно увеличивается, поскольку соотношение длины и ширины уменьшается.

Однако, как известно, зоны сжатия, синхронные по возрасту глубоководным бассейнам, т.е. плиоцен-четвертичного времени, в Средиземноморском поясе отсутствуют. На огромных расстояниях глубоководные бассейны граничат с равнинными участками платформ, в пределах которых слои залегают практически горизонтально. Следовательно, с позиции геомеханики, глубоководные бассейны Средиземноморского пояса не могли образоваться за счет процессов растяжения земной коры.

При третьем подходе к механизму образования глубоководных бассейнов господствовали идеи базификации. Однако несостоятельность последних ранее была

доказана на основе физических соображений [Люстих, 1959; Магницкий, 1958]. Е.В. Артюшков [1968, 1970] показал, что на границе ядра и мантии происходила дифференциация вещества по плотности. В результате этого процесса выделялся легкий нагретый материал (аномальная мантия), который в виде диапиров (астенолитов) всплывал к подошве значительно более вязкой литосферы.

Потоки легкого нагретого материала могли приносить крупные его массы непосредственно к подошве толстой холодной литосферы континентальных платформ. Они приводили к обширным изостатическим поднятиям. Тепловой поток из легкого материала прогревал литосферу и резко понижал вязкость ее нижних частей. В результате легкий материал начинал внедряться в более холодные и тяжелые породы мантийной части литосферного слоя, оттесняя ее вещество в стороны и вниз. Блоки мантийного материала из литосферы попадали в астеносферный слой и в дальнейшем постепенно приобретали его температуру. Легкий материал астеносферы приходил в непосредственный контакт с породами коры (рис. 2, а). Базальты нижних частей коры за счет соприкосновения с легким нагретым материалом верхней мантии также начинали нагреваться. Когда в них температура поднималась до 800–900°C, они переходили с повышением плотности в гранатовый гранулит, а затем в ряде случаев — в еще более плотный эклогит (см. рис. 2, б).

Положение слоя гранатового гранулита или эклогита, подстилаемого менее плотным веществом разогретой мантии, неустойчиво. Поэтому его породы должны со временем оторваться от коры и потонуть в мантии. Время отрыва определяется эффективной вязкостью крупных массивов гранатового гранулита или эклогита. Вязкость горных пород быстро уменьшается с температурой. В холодной платформенной литосфере с очень высокой вязкостью гранатовый гранулит или эклогит может находиться в коре в течение долгого времени. Тяжелый и сильно нагретый гранатовый гранулит или эклогит с низкой вязкостью за счет силы тяжести механически отрывается за относительно короткое время и тонет в подстилающей, более легкой мантии, также обладающей низкой вязкостью (см. рис. 2, в).

По мере погружения и увеличения давления блоки гранатового гранулита также превращались в эклогит с плотностью $\rho = 3,5 - 3,6 \text{ г/см}^3$, более высокой по сравнению с легким материалом, но и с веществом мантии в более глубоких слоях астеносферы. Поэтому эклогит погружался на значительную глубину (вероятно, к подошве астеносферы). С этим, возможно, связаны большие положительные изостатические аномалии силы тяжести [Артемьев, 1975]; наблюдаемые над многими структурами рассматриваемого типа.

Охлаждение легкого материала за счет теплоотдачи через кору происходило достаточно медленно (несколько десятков миллионов лет), и у подошвы коры долго поддерживалась высокая температура. Горячая мантия приходила в соприкосновение с новыми частями "базальтового" слоя коры, которые также прогрелись, испытывали фазовый переход, отрывались и тонули в мантии. Процесс утонения коры со стороны горячей мантии продолжался до тех пор, пока давление в базальте было достаточное для их перехода в более плотную фазу. При этом весь "базальтовый" слой мог перейти в более плотное состояние и оторваться от коры.

В результате описанного процесса от коры отрывался мощный слой вещества, ранее имевший в основном базальтовый состав. На его место поступал материал, хотя и более легкий, чем обычная мантия под континентальными платформами, но значительно более плотный, чем базальт. В результате под областью замещения слоя коры веществом мантии возрастало давление на глубине, соответствующей поверхности изостатической компенсации. Поэтому астеносферное вещество вытеснялось из-под такой области, а кора быстро погружалась.

Перераспределение плотности в верхних слоях Земли было мощным, и вызванное этим процессом погружение коры сразу же достигало очень большой величины (километры). Заполнение бассейна водой, а затем осадками приводило к дополнительному изостатическому опусканию [Артюшков и др., 1978].

При температуре порядка 800°C в низах коры происходило быстрое и значительное уплотнение базальта за счет фазового перехода. С ростом температуры

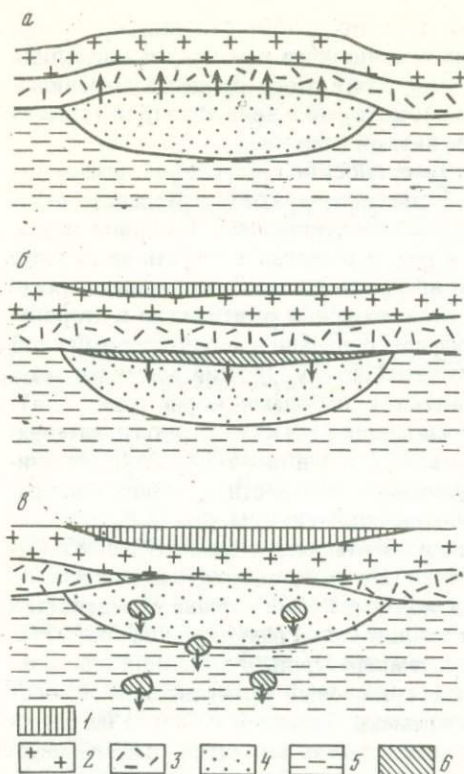


Рис. 2. Последовательные стадии глубинных процессов, происходящих при подходе к холодной коре континентальных платформ легкого нагретого материала из мантии

1-3 - слои коры: 1 - осадочный, 2 - гранитный, 3 - базальтовый; 4 - легкий материал астеносферы; 5 - нормальная мантия; 6 - эклогиты

скорость перехода продолжала увеличиваться, но приращение плотности при постоянном значении давления падало. При 900°C оно уже оказывалось существенно меньшим, а при 1000°C и выше уплотнение было незначительным либо оно вообще не происходило. Поэтому с повышением температуры подходящего к коре легкого нагретого материала уплотнение нижних частей коры становилось все менее существенным, а затем совсем прекращалось. С этим связано образование структур с различной выраженностью погружения при кратковременном интенсивном прогибании, вплоть до полного отсутствия погружения или даже проявления восходящих движений. Крупные платформенные поднятия имели меньшую мощность литосферы и более высокую температуру

[Яншин, Артюшков, Шлезингер, 1977]. Вследствие этого они испытывали меньшее кратковременное опускание или даже вообще не захватывались им, превращаясь в острова в пределах акватории глубоководных бассейнов. Таковы Корсика и Сардиния.

Скорость фазовых превращений очень резко зависит от температуры. Повышение в их оптимальных пределах температуры на 50° ускоряло реакции в несколько раз, а нагрев на 100° приводил к повышению скорости в десять раз.

Помимо этого, скорость реакции зависела от размеров кристаллов. Их увеличение в два раза снижало скорость реакции в четыре раза, а при тройном увеличении - в десять раз [Соболев, 1976]. Различия скорости фазовых переходов в более плотное состояние, по-видимому, приводило к изменению интенсивности поверхностного опускания и создало две группы морских впадин, различных по этой интенсивности.

Рассматриваемый переход базальта в более плотные породы с отрывом и погружением в мантию всегда сопровождался утонением консолидированной коры и исчезновением или резким сокращением мощности "гранитного" геофизического слоя. Последний после отрыва и погружения в мантию "базальтового" слоя приходил в контакт с легким нагретым (до 800°C) материалом. При этом он сильно прогревался и, возможно, обогащался идущими из мантии флюидами [Тихомиров, 1959], в результате чего подвергался процессам интенсивного метаморфизма. Это приводило к повышению в его породах скорости продольных волн.

ЛИТЕРАТУРА

Артемьев М.Е. Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975.

Артюшков Е.В. Гравитационная конвекция в недрах Земли. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 9.

Артюшков Е.В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней

явления. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 5.

Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Основные типы структур на литосферных плитах и физическая природа их образования. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, вып. 1, 2.

- Белоусов В.В.* Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962.
- Белоусов В.В.* Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976.
- Васильковский Н.П.* Учение о геосинклиналях в свете современной геологии. — Тр. СНИИГГиМС, 1960, вып. 13.
- Дьяков Б.Ф., Титаренко В.Г.* К вопросу о природе Южно-Каспийской и Черноморской впадин и перспективах их нефтегазоносности. — Тр. ВНИГРИ, 1975, вып. 367.
- Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975.
- Кропоткин П.Н.* Палеомагнетизм, палеоклиматы и проблема крупных горизонтальных движений земной коры. — Сов. геол., 1961, № 5.
- Люстих Е.Н.* О гипотезах талассогенеза и глыбах земной коры. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959, № 11.
- Магницкий В.А.* К вопросу о происхождении и путях развития континентов и океанов. — Вопр. космогонии, 1958, т. 6.
- Милановский Е.Е.* Проблема происхождения Черноморской впадины и ее место в структуре Альпийского пояса. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1967, № 1.
- Муратов М.В., Непрочнов Ю.П.* Строение дна Черноморской котловины и ее происхождение. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1967, т. 42, вып. 5.
- Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М.: Мир, 1974.
- Соболев С.В.* Сейсмические модели нижних частей земной коры на континентах с учетом фазового перехода габбро — эклогит. — Матер. Всесоюз. студ. конф. Сер. биол., геохим. и геофиз. Новосибирск, 1976.
- Сорский А.А.* О причинах отсутствия гранитного слоя в осевой части Черного моря и Южного Каспия. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1966, т. 41, вып. 3.
- Субботин С.И., Гаркаленко И.А., Греку Р.Х.* и др. Строение земной коры внутренних морей Западного Тетиса и вопросы ее дальнейшего изучения. — Геофиз. сб. АН УССР, 1975, вып. 67.
- Тихомиров В.В.* Некоторые соображения о процессах, происходящих в зонах погружения земной коры. — В кн.: Сборник трудов, посвященных академику АН ГССР А.И. Джанелидзе. Тбилиси, 1959.
- Яншин А.Л., Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е.* Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования. — Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 5.
- Яншин А.Л., Маловицкий Я.П., Москаленко В.Н.* и др. Основные аспекты образования Черноморской впадины. — Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 1.
- Яншин А.Л., Маловицкий Я.П., Москаленко В.Н.* и др. Структурные особенности осадочного чехла Черноморской впадины и их значение для понимания ее образования. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52.
- Biju-Duval B., Letouzey J., Montadert L.* et al Geology of the Mediterranean Sea Basins. Institut Français du Pétrole, Rueil-Malmaison, 1974.
- Finetti J., Morelli C.* Geophysical exploration of the Mediterranean Sea. — Boll. geofis. teor. ed. appl., 1973, vol. 15, N 66.
- Morelli C.* Geophysics of the Mediterranean. — News-letter of the cooperative investigation in the Mediterranean. Monaco, 1975, vol. 7.

СТРОЕНИЕ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВПАДИНЫ ЧЕРНОГО МОРЯ

Проблема происхождения внутриматериковых "безграничных" впадин привлекает внимание многочисленных исследователей как в нашей стране, так и за рубежом. Недостаточная изученность отложений, заполняющих впадины, особенно их нижних горизонтов, и возможные варианты геологической интерпретации геофизических данных порождают большое количество гипотез, часто противоположных по своей сущности.

Главное внимание в данной работе авторы уделили вопросам развития и происхождения Черноморской впадины, поскольку строение прилегающих к ней территорий освещено во многих работах. Большое значение при этом имеют картографические материалы и региональные тектонические карты. Последние, особенно изданные после 1970 г., перекрывают всю рассматриваемую территорию суши и наряду с геофизическими материалами позволяют подойти к расшифровке строения фундамента впадины. Для решения рассматриваемых вопросов определенное значение имели личные исследования авторов в северных и западных районах Причерноморья.

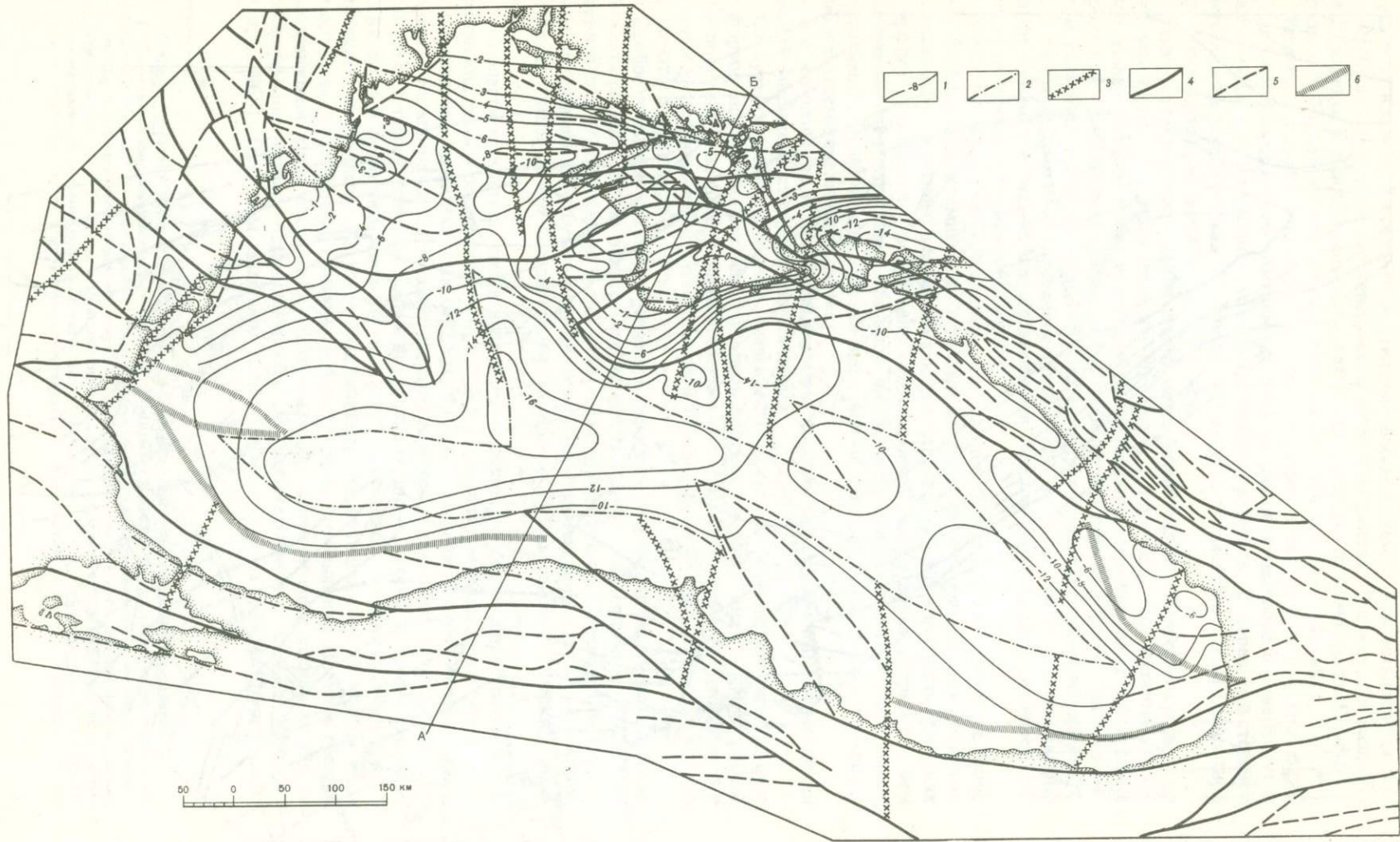
Использованные материалы, которыми располагали авторы, в обобщенном виде показаны на рис. 1–3. На рис. 1 приведены мощности неконсолидированных пород в Черноморской впадине и сеть разрывов, развитых в осадочном чехле, складчатых комплексах и гранитно-метаморфическом цоколе [Земная кора . . . , 1975; Гончаров и др., 1972; Чекунов и др., 1976]. На рис. 2, помимо разрывов, нанесены магнитные аномалии по данным Д. Росса с соавторами [Ross et al., 1974], дополненные для болгарского шельфа материалами Т.В. Добрева и Ю.К. Щукина [1974], и контур безграничной коры в центральной части акватории моря. На рис. 3 показано распространение складчатых комплексов в Черноморской впадине и на прилегающих территориях. Покров слабо дислоцированных неконсолидированных отложений на карте не изображен. Он сохранен лишь там, где подчеркивает особенности развития впадины.

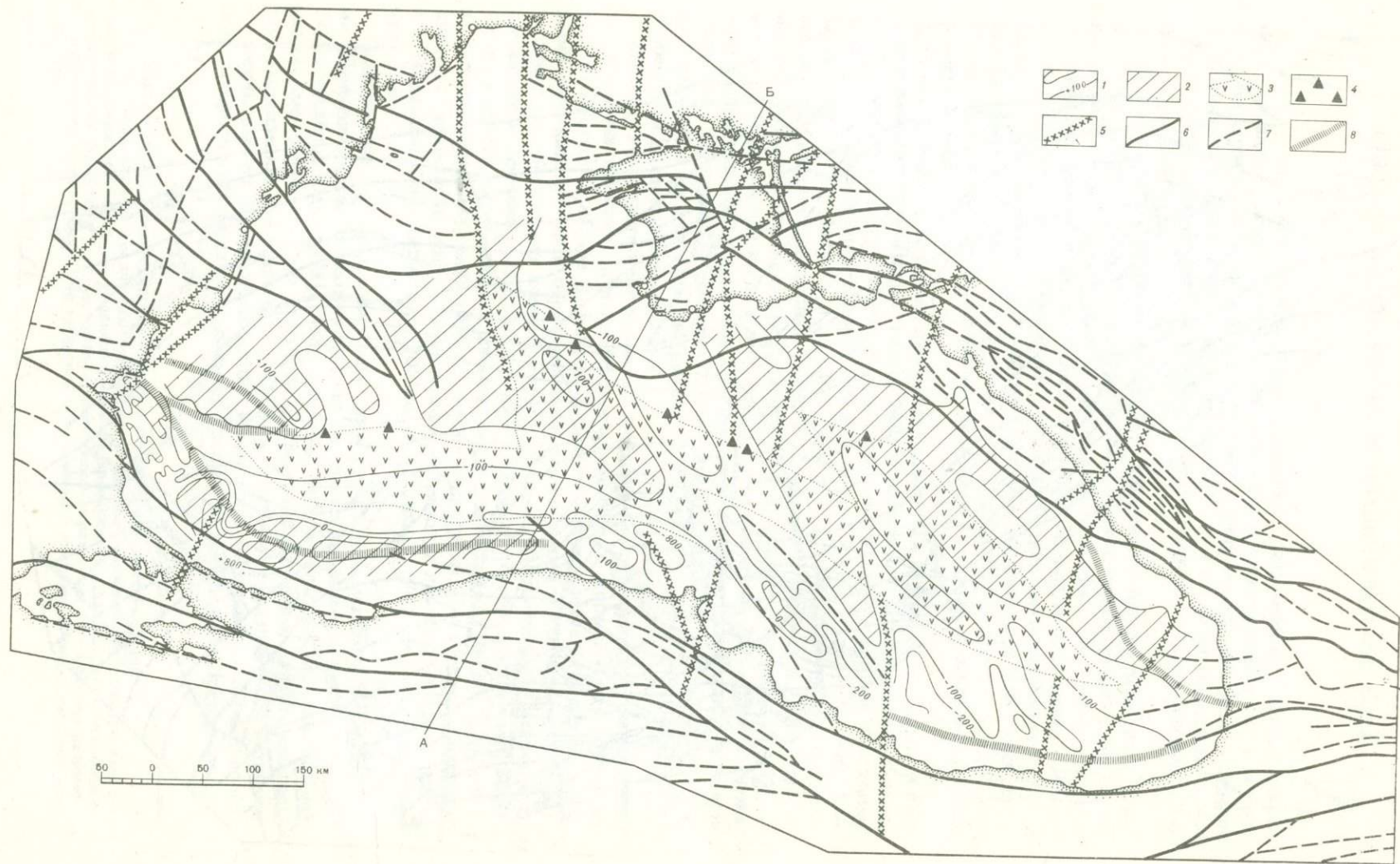
Характер магнитного поля позволяет выделить на территории, покрытой морем, три неравных по площади и неодинаковых по своему строению поля. Южное из них, от Бургаса на западе до Батуми на востоке, характеризуется резкими линейными положительными и отрицательными аномалиями (от +1200 до –800 гамм), вытянутыми параллельно южному берегу моря. Поле магнитных аномалий, простирающееся севернее и достигающее приблизительно до центральной части моря, характеризуется выровненными спокойными значениями (от +100 до –100 гамм), не обнаруживающими каких-либо локальных отклонений. Для северной половины впадины характерна четко выраженная смена широких линейных положительных и отрицательных аномалий (от +300 до –300 гамм), имеющих северо-западное направление.

Указанные на карте разрывы установлены различными методами: геологическими, геофизическими, палеотектоническими, дистанционными и др. [Михайлов, 1978; Михайлов и др., 1978]. Они принадлежат четырем последовательным поколениям. Самое древнее из них выражено глубинными разломами близмеридионального направления. Эти разломы выявлены в основном геофизическими методами и распространены в кристаллическом фундаменте окраины Восточно-Европейской платформы и в гранитно-метаморфическом цоколе Западного Причерноморья,

Рис. 1. Карта мощностей неконсолидированных пород в Черноморской впадине

1 – стратозоогипсы по кровле разновозрастного консолидированного фундамента, км; 2 – контур безграничной коры; 3 – разрывы в консолидированном фундаменте, установленные по геофизическим данным; 4 – фанерозойские региональные разрывы; 5 – крупные разрывы; 6 – линейменты, установленные по геофизическим данным и интерпретируемые как граничные структуры





Крыма и Кавказа. С различной степенью обоснованности они установлены под дном Черного моря на его северных и южных окраинах. Так как эти разломы не отражены в байкальских и палеозойских складчатых комплексах Скифской плиты и Добруджи, их возраст следует рассматривать как дорифейский.

Разрывы второго поколения возникли в рифее и палеозое и обладают близ-широтным направлением. Активность этих разрывов в палеозое подтверждается различиями разновозрастных стратиграфических разрезов, а нередко и степенью метаморфизма на крыльях. Их положение хорошо согласуется с общей широтной ориентировкой Средиземноморского пояса.

Разрывы третьего поколения имеют мезозойский возраст. Наиболее крупные из них унаследованы с палеозойского времени и продолжали свое развитие позже. При этом в мезозое также возникали новые разрывы, ограничивающие флишевые трюги как в альпийском поясе, так и в грабенах на Скифской плите. Для мезозойских разрывов, кроме разрывов широтного направления, характерны меридиональные разрывы, частью наследующие древнейшие из разломов консолидированного фундамента, а частью закладывающиеся вновь и отражающие глыбовые перемещения кристаллического основания.

Четвертое поколение составляют разрывы новейшего времени. Наиболее полно они отражены на космических снимках, на которых четко видна сеть активных линейментов широтного и меридионального направлений. Большая часть новейших структур развивается унаследованно, однако возникают и новые разрывы, о чем свидетельствуют очертания береговой линии западного побережья Черного моря, распадающиеся на меридиональные и широтные отрезки, совпадающие с разрывами, живущими в новейшее время.

Все мезозойские и новейшие разрывы хорошо выражены смещениями линий равной напряженности на магнитных картах.

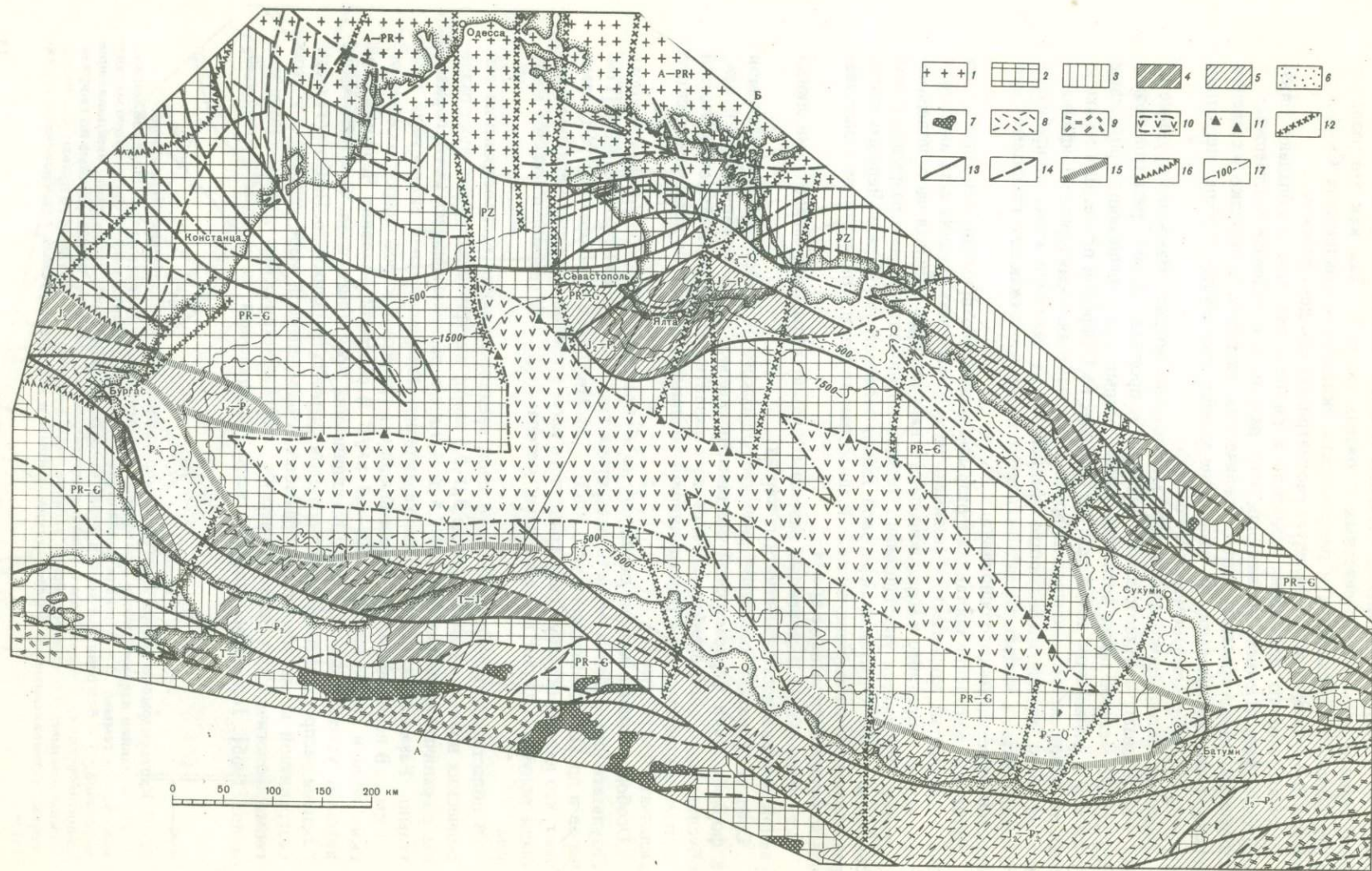
Следует отметить огромное значение Одесского и Николаевского разломов в формировании Черноморской впадины, поскольку вдоль них проходил рубеж, обусловивший определенную автономию в развитии западных и восточных частей Черноморской впадины и разъединивший западные и восточные ветви альпийского складчатого комплекса.

Особое внимание авторы обращают на изображение границ безгранитной коры. Результаты определения области отсутствия гранитного слоя опубликованы [Гончаров и др., 1972; Миндели и др., 1965]. П.И. Миндели с соавторами [1965] отмечают, что данные об отсутствии гранитного слоя в земной коре под Черным морем были получены двумя независимыми методами: ГСЗ и сейсмологическим методом.

В области отсутствия гранитного слоя средние скорости распространения сейсмических волн в осадочной толще 3,0–3,5 км/с; внутри толщи существуют разделы с граничными скоростями от 2,5 до 4,0 км/с, располагающиеся почти горизонтально. Базальтовый слой здесь характеризуется граничными скоростями 6,6–7,0 км/с. В периферических частях впадины с гранитной корой скорости сейсмических волн в гранитном слое 5,8–6,3 км/с. В северной половине Черноморской впадины установлены 12 точек выклинивания гранитного слоя. В южной части впадины распространение гранитного слоя очерчено приближенно. Поэтому граница безгранитной коры обычно изображается в определенной мере условно с учетом геоморфологических, батиметрических и гравиметрических данных [Миндели и др., 1965]. При этом выделены ветвь, направленная на запад к Бургасскому

Рис. 2. Карта разрывов земной коры Черноморской впадины и прилегающих территорий

1 – изолинии напряженности остаточного магнитного поля, по результатам морской магнитной съемки гаммы; 2 – площади положительных значений напряженности остаточного магнитного поля; 3 – безгранитная земная кора; 4 – пункты, в которых установлено выклинивание гранитного слоя; 5 – разрывы в консолидированном фундаменте, установленные по геофизическим данным; 6 – фанерозойские региональные разрывы; 7 – крупные разрывы; 8 – линейменты, установленные по геофизическим данным и интерпретируемые как граничные структуры



прогибу, и ветвь, имеющая северо-западную ориентировку и ограниченная Одесским и Николаевским глубинными разломами.

На основе тех же материалов с привлечением результатов гидромагнитных и геологических исследований мы считаем, что граница безгранитной коры имеет вид выклинивающихся к северо-западу и юго-востоку отрезков, вливающихся в общий контур, приуроченный к центральным частям впадины. При этом границы безгранитной коры в значительной степени скоррелированы направлениями магнитных аномалий, а также поднятиями Моисеева и Архангельского.

Карта распространения складчатых комплексов в Черноморской впадине и на прилегающих территориях (см. рис. 3) составлена по материалам изданных в последние годы Тектонических карт ... [1969, 1970, 1974, 1975] и результатам личных исследований.

В складчатом основании впадины авторы выделяют архейско-протерозойский комплекс, слагающий южную окраину древней Европейской платформы; верхнепротерозойско-нижнекембрийский комплекс, включающий в Добрудже также и более древние толщи; палеозойский комплекс, включающий нижний—средний триас, распространенный в пределах Скифской и Мизийской плит; верхнетриасово-среднеюрский, верхнеюрско-эоценовый и олигоценно-четвертичный комплексы, слагающие геосинклинальные структуры Средиземноморского складчатого пояса на Кавказе, в Крыму, на Балканах и в Северной Турции. Чехол на древней платформе, эпипалеозойских плитах и срединных массивах, а также неконсолидированные отложения моря с карты удалены. Самый молодой из комплексов — олигоценно-четвертичный, относящийся к орогенному этапу развития впадины, сохранен только в пределах кавказского побережья моря, в Бургасском и Рионском прогибах. С остальной части он также снят.

Сравнительный анализ тектонического расчленения земной коры показывает, что вся территория, окружающая Черноморскую впадину, распадается на сравнительно узкие линейные прогибы и поднятия, ориентированные согласно с общей структурой альпийского пояса. Если не касаться палеозойских структур, имеющих обособленные черты развития, в строении альпийских прогибов прежде всего обращает на себя внимание четко выраженная автономия. Так, на различных временных уровнях в них возникают флишевые формации: от верхнего триаса (Добруджа, Крым) и до палеоцена и эоцена (Новороссийский прогиб). Такая же скользящая возрастная граница отмечается и в появлении орогенных формаций. На одних территориях они возникают уже в средней юре, например байосская угленосная моласса Бишуйского месторождения углей в Крыму, на других — орогенные формации начинают накапливаться только с эоцена. Таким образом, в отличие от сложившихся представлений об одновременном начале орогенного этапа в пределах Балканиды и Крымско-Кавказской геосинклинальной области, совпадающего с концом эцена — началом олигоцена, авторы приходят к выводу о неодновременности тектонических движений на рассматриваемой территории, обусловивших независимое развитие отдельных прогибов, хотя несомненно и связанных более широкими и общими закономерностями, свойственными альпийской области в целом.

Центральную часть впадины и значительные территории, особенно на западе, занимают верхнепротерозойско-нижнекембрийский складчатый комплекс, образуя-

Рис. 3. Карта распространения складчатых комплексов на территории Черноморской впадины и прилегающих территорий

1 — кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы (AR—PR); 2 — байкальский складчатый комплекс (PR—С); 3 — палеозойский складчатый комплекс (PZ); 4 — раннеальпийский складчатый комплекс (T—J₂); 5 — позднеальпийский складчатый комплекс (J₃—E₂); 6 — орогенный складчатый комплекс (P₃—Q); 7 — ультрабазиты; 8 — мезозойские эффузивы; 9 — кайнозойские эффузивы; 10 — безгранитная земная кора; 11 — пункты, в которых установлено выклинивание гранитного слоя; 12 — разрывы в консолидированном фундаменте, установленные по геофизическим данным; 13 — фанерозойские региональные разрывы; 14 — крупные разрывы; 15 — линеаменты, установленные по геофизическим данным и интерпретируемые как граничные структуры; 16 — флексуры; 17 — верхняя и нижняя границы континентального склона, м

щий фундамент на большей части Средиземноморского пояса. Обращает на себя внимание в северо-западной акватории Черного моря положение поднятия Моисеева, находящегося на прямом продолжении верхнепротерозойско-нижнепалеозойских складчатых структур Центральной Добруджи. Это поднятие выражено валообразным повышением дна моря, достигающим 500 м. По сейсмическим данным, мощность покрова неконсолидированных отложений на поднятии уменьшается не менее чем на 1–1,5 км. Отмеченный выше контур безграничной коры разделяется поднятием на две ветви, одна из которых огибает его с юга и уходит на запад, а вторая имеет северо-западное направление. Недавно высказаны соображения о связи поднятия Моисеева со среднечетвертичными дельтовыми отложениями р. Дунай [Яншин и др., 1977], однако они не дают оснований отрицать существование тектонического вала в складчатом основании впадины.

Структурное положение поднятия Моисеева определяется тем, что оно отделяет палеозойские и мезозойские структуры восточных Балканид от складчатых сооружений Добруджи и Крыма. При этом можно с уверенностью говорить об автономном развитии альпийских структур каждой из этих областей без пространственной связи их друг с другом, хотя они имеют многие общие черты строения, отражающие закономерности формирования альпийского складчатого пояса. По мнению авторов, близкое строение имеет и поднятие Архангельского, расположенное у южных берегов Турции, очень сходное по своей морфологии с поднятием Моисеева.

Палеозойский складчатый комплекс развит главным образом на севере территории и слагает цоколь Скифской плиты и ядро мегантиклинория Большого Кавказа. Другой крупный район распространения палеозойской складчатости — горы Истранжи, в которых широко распространены нижнепалеозойские складчатые толщи, прорванные каменноугольными гранитоидами.

Палеозойский складчатый комплекс Скифской плиты развит в узком прогибе шириной до 30 км, ограниченном с севера кристаллическим фундаментом Европейской платформы, а с юга — верхнепротерозойскими толщами основания Мизийского срединного массива. Следует подчеркнуть присутствие в палеозойском складчатом комплексе Скифской плиты приподнятых блоков с протерозойским основанием, не захваченных палеозойской складчатостью и перекрытых слабо дислоцированным и метаморфизованным чехлом (например, силурийские и девонские отложения о. Змеиногорского). Молассовая формация на Скифской плите появилась на различных возрастных уровнях. Так, в Северной Добрудже она возникла уже в раннем карбоне (карапелитовая формация), в то время как в других районах накопление моласс начинается только с ранней или поздней перми.

Альпийские складчатые структуры, как уже указывалось выше, в каждом из прогибов развивались в большой степени автономно. Отмеченный ранее нижний комплекс раннеальпийских структур окружает протерозойско-палеозойское ядро Кавказа, слагает фундамент альпийских структур Крыма и северную часть альпийского пояса Балкан. На территории Турции нижний комплекс образует полосу, располагающуюся между более южными выходами протерозойских и палеозойских пород и побережьем моря. Комплекс позднеальпийских структур повсеместно смещен по отношению к раннеальпийскому в сторону центральных частей Черноморской впадины. В Балканах он слагает южную часть альпийского пояса и граничит с Родопским срединным массивом. Широким развитием комплекс пользуется также в Закавказье, в Рионском прогибе.

Верхний орогенный комплекс на большей части территории сложен молассой и на карте указан лишь в межгорных и краевых прогибах: в Южном Предкавказье, в Бургасской и Рионской впадинах. Изображение комплекса на территории, покрытой морем, в значительной степени условно.

На карте нанесены вулканогенные пояса: Среднегорский, пересекающий в широтном направлении Центральную Болгарию, и Аджаро-Триалетский.

В Среднегорском поясе, в его восточной прибрежной части, развиты две сеноман-кампанские вулканические серии: ранняя — известково-щелочная андезит-базальтовая и поздняя — калиево-щелочная трахибазальтовая и трахиандезитовая. Болгарские геологи в настоящее время выявили несколько центров излияния лав

с хооршо сохранившимися вулканическими аппаратами центрального типа. На суше в пределах пояса распространены резкие линейные положительные и отрицательные магнитные аномалии, оси которых плавно отгибаются к югу у побережья моря и на территории Турции скрываются под его дном. Магнитные аномалии прослеживаются почти до Центральной Анатолии и позволяют уверенно наметить продолжение и выклинивание вулканогенных пород под дном моря. Аджаро-Триалетский пояс имеет более сложное строение. Различные по составу, но преимущественно андезитовые, трахиандезитовые и трахибазальтовые вулканы накапливаются в поясе начиная с альба и с перерывами до позднего эоцена. Вопрос о западном продолжении пояса под дном моря пока еще решается предположительно. Более ранние альбские и верхнемеловые вулканы пояса отчетливо изогнуты к югу и широко распространены на южном побережье моря. Поздние палеогеновые и эоценовые вулканы, возможно, продолжают от побережья и севернее вплоть до контуров безгранитной коры.

Распространение альпийских складчатых комплексов как в пределах самой впадины, так и на прилегающих к ней территориях позволяет выявить некоторые особенности ее строения.

Прежде всего хорошо просматривается расщепление складчатых структур у западного и восточного берегов моря на две ветви, огибающие впадину. На западе в месте расщепления расположен небольшой по размерам, но глубокий и интенсивно погружающийся до настоящего времени Бургасский прогиб, заполненный неогеновой и четвертичной молассой; на востоке находится значительно больший по размерам Рионский прогиб, большая часть которого скрыта под водами Черного моря, в котором развита многометровая толща неогеновых и четвертичных отложений. Следует отметить, что чем древнее альпийские складчатые структуры, тем более четко и интенсивно выражены в них элементы обтекания контуров впадины.

Из других существенных особенностей строения альпийских складчатых сооружений укажем на ранее уже отмечавшееся отсутствие прямой связи альпийских складчатых толщ Балканского хребта с Крымским полуостровом [Михайлов и др., 1978], разделенных поднятием Моисеева. Также не подтверждается предполагавшееся сопоставление флишевого трога Северной Добруджи через акваторию моря с верхнетриасово-нижнеюрским флишевым прогибом Крыма [Михайлов, 1978].

Альпийские складчатые сооружения, вероятно, сформировались в глубоком изолированном прогибе, возникшем в среднем-позднем триасе на месте Понтийского срединного массива [Адамия и др., 1974а, б; Адамия, Балавадзе и др., 1977; Адамия, Закариадзе, Лордкипанидзе, 1977]. Есть некоторые основания полагать, что северная часть этого прогиба впоследствии была перекрыта крупным надвигом (или покровом?) палеозойских складчатых толщ. Возможно, что с движениями этих покровов (?) связано появление во флише в бассейне р. Бодрак олистостромы с огромными олистолитами каменноугольных известняков.

Один из наиболее сложных вопросов строения Черноморской впадины связан с пониманием ее глубинного строения. Существующие в настоящее время фактические материалы суммированы на глубинном разрезе (рис. 4). Данные для изображения поверхностей М и К заимствованы главным образом из работы "Строение западной части Черноморской впадины" [1972]. Отмечается подъем поверхности М от периферии к центральным частям впадины от 35 до 25 км и поверхности базальтового слоя от 25 до 18 км. При этом мощность базальтового слоя утоняется до 8 км. По опубликованным данным [Земная кора..., 1975], нанесена также сейсмофокальная область, наклоненная под Горный Крым, и указано расположение глубины гипоцентров землетрясений.

В соответствии с многочисленными интерпретациями геофизических данных все граничные разломы в Крыму и на южных окраинах Украинского щита наклонены на север. На территории Турции они указаны на основании интерпретации геологических карт и отчасти материалов Р. Бринкманна [Brinkmann, 1976]; в пределах морского дна наклон разрывов показан предположительно. Мощности палеозойского и альпийского складчатых комплексов, неконсолидированных

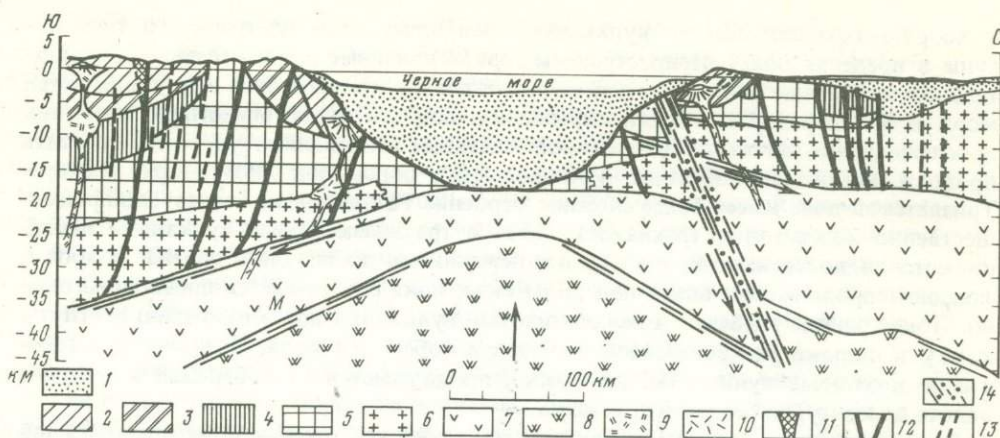


Рис. 4. Разрез глубинного строения Черноморской впадины

1 — неконсолидированные мезозойские и кайнозойские отложения; 2 — позднеальпийский складчатый комплекс (J_3-P_2); 3 — раннеальпийский складчатый комплекс ($T-J_2$); 4 — палеозойский складчатый комплекс (PZ); 5 — байкальский складчатый комплекс (PR-E); 6 — гранитно-метаморфический слой (AR-PR); 7 — базальтовый слой; 8 — мантия; 9 — кайнозойские эффузивы; 10 — мезозойские эффузивы; 11 — ультрабазиты; 12 — фанерозойские региональные разрывы; 13 — крупные разрывы; 14 — сейсмофокальная поверхность и гипоцентры землетрясений. М и К — разделы Мохоровичича и Конрада; стрелками указано направление движений

отложений впадины и чехла Восточно-Европейской платформы приведены в соответствии с опубликованными данными, в которых по этому поводу почти нет разногласий.

Гранитно-метаморфический слой изображен по работе "Строение западной части Черноморской впадины" [1972]. Интерпретация последнего интервала изопахит от 5 км до 0 на разрезе выражена в виде резкого обрыва гранитно-метаморфического слоя вблизи нулевой отметки, что не противоречит их положению.

Обращает внимание совпадение области с наибольшей мощностью (14–16 км) неконсолидированных отложений с самым высоким положением поверхности М и базальтового слоя. Это одна из самых характерных черт строения впадины. Причем, по опубликованным материалам [Строение ..., 1972], область безграничной коры несколько шире области полного отсутствия консолидированных пород.

Следует обратить внимание на очень четко устанавливаемое геофизическими методами утолщение гранитно-метаморфического и базальтового слоев под Горным Крымом [Строение ..., 1972; Пекло и др., 1976]. Объяснение этого явления можно связывать со смещениями земной коры по изображенной на разрезе сейсмофокальной поверхности.

Проблема образования Черноморской впадины обсуждается уже почти целое столетие, со времени публикации работ Э. Зюсса [1886]. За этот период выдвинуты десятки гипотез, в различной степени обоснованных и нередко противоречивых. Подробный обзор их приведен В.П. Гончаровым с соавторами [1972]. В настоящее время заслуживают внимания три основные гипотезы. Первая из них предусматривает в той или иной форме "базификацию" гранитно-метаморфического слоя, существовавшего на месте впадины, вторая — рассматривает впадину как остаточную, реликтовую в Альпийском складчатом поясе, и третья сводится к механизму растяжения, сопровождавшегося разрывом и раздвигом гранитно-метаморфического слоя. При оценке этих и других гипотез, касающихся происхождения впадины, должны быть объяснены и учтены следующие особенности ее строения: а) существование во впадине плоского дна и крутого обрамления с многочисленными разрывами и оползнями на континентальном склоне; б) отсутствие в ней гранитно-метаморфического слоя; в) плавное повышение на 10–15 км разделов М и базальтового слоя от периферии к центральным частям впадины; г) расщепление альпийских складчатых структур на западном и восточном побережьях Черного моря, огибающих впадину с севера и юга, и образование в местах

расщепления прогибов (Бургасского и Рионского); д) отсутствие линейной складчатости в неконсолидированных отложениях впадины.

Нам представляется, что гипотезы, связывающие образование Черноморской впадины с переработкой гранитной коры в базальтовую, должны быть оставлены исходя из следующего. Базификация, океанизация или переработка гранитного слоя неизбежно вызвали бы отделение легкой щелочно-кремнисто-газовой среды, которая благодаря своей подвижности должна была бы устремиться вверх и вызвать в неконсолидированных осадках впадины калиево-натровый метасоматоз либо привела бы к кислому магматизму. При таких условиях на дне впадины неизбежно должен возникнуть вулкано-тектонический рельеф, подобный тому, который существует в других районах преобразования земной коры. Между тем дно впадины совершенно плоское с крутым глыбово-оползневым рельефом по бортам. Предполагаемое в некоторых концепциях перемещение щелочно-кремнисто-газовой среды по латерали на десятки и сотни километров под горные хребты, окружающие впадину, маловероятно, так как никаких следов подобных перемещений в виде остаточных продуктов ни в Крыму, ни на территории Болгарии, Кавказа и Анатолии мы не находим.

Вряд ли можно согласиться и с представлениями, согласно которым образование впадины связано с фазовыми переходами по схеме: "базальт" → гранатовый гранулит → эклогит. Последний тонул в менее плотном разогретом подстилающем веществе, в результате чего мощность консолидированной коры уменьшалась и она интенсивно погружалась, создавая глубокие депрессии поверхности Земли.

В этом механизме также не решена проблема легких летучих составляющих гранитно-метаморфического слоя. Следует учитывать и возможность указанных выше фазовых превращений в условиях повышающегося давления, в то время как в структурах типа Черноморской впадины при общем подъеме базальтового слоя происходит снижение давления.

Взгляды на Черноморскую впадину как остаточную, сохранившую первичное "океаническое" ложе и пока еще не вовлеченную в геосинклиальный процесс, приходят в противоречие со временем ее заложения на разновозрастных складчатых комплексах (см. рис. 3). В таком случае наблюдалось бы неравномерное "затягивание" впадины складчатыми комплексами, последовательно омолаживавшимися по направлению к ее центру, чего в действительности не наблюдается (см. рис. 4).

Авторы настоящей работы придерживаются представлений о рифтовой природе Черноморской впадины. Они впервые были высказаны П.И. Кропоткиным [1967], а затем развивались Ш.А. Адамия с соавторами [1974а, б], Ш.А. Адамия, Б.К. Балавадзе с соавторами [1977], Ш.А. Адамия, Г.С. Закариадзе, М.Б. Лордкипанидзе [1977], И.П. Гамкрелидзе [1976]. Растяжение земной коры связано с глубинными процессами, вызвавшими вначале утонение, а затем разрыв и раздвиг гранитно-метаморфического слоя. В возникшую область пониженного давления перемещалось вещество базальтового слоя и мантии, образовавших валлообразное поднятие. Импульсы движений передавались снизу вверх, благодаря чему перемещения вещества в стороны были более интенсивными в нижних частях земной коры, на уровне базальтового слоя, чем в гранитно-метаморфическом и верхних складчатых комплексах. Это позволяет рассматривать сейсмофокальную поверхность Горного Крыма не как надвиг на Черноморскую впадину, а как поддвиг глубинных частей земной коры. Складчатые толщи Горного Крыма, так же как и нижние горизонты земной коры, смещаются к северу, но с меньшей скоростью, что создает ложное впечатление надвига. Этот процесс, по мнению авторов, начался в юре. В это время возникли растяжение и разрыв гранитно-метаморфического цоколя, отразившие глубинное растекание вещества. Отголоски этих движений выражены в образовании крупных широтных разломов, с многими из которых (в Крыму, Закавказье) связан интенсивный основной вулканизм. Активность смещений по разломам, обрамляющим впадину в юрское и раннемеловое время, подтверждается возникновением флишевых трогов в Балканском хребте, Анатолии, Закавказье, Крыму и Добрудже. В раннем мелу мощности осадочных толщ,

накопившихся на территориях, окружающих впадину, повсеместно увеличиваются по направлению к ее границам; одновременно происходит появление тонко-обломочных и глубоководных фаций. На дизъюнктивное ограничение впадины в поздне меловое время указывает присутствие на побережьях Болгарии, Турции, Грузии и в шельфовой части моря поздне меловых эффузивов.

Разрастание раздвиг происходило от предполагаемой осевой линии, располагавшейся на месте современной "безграничной" области морского дна, и, как нам представляется, было, возможно, не одноактным и прямолинейным, а распадалось на неодновременно возникшие участки с широтной и северо-северо-западной ориентировкой с более протяженными северо-северо-западными отрезками. Расширение впадины особенно усилилось в неогене и четвертичном периоде и продолжается до настоящего времени. Это повлекло за собой возникновение подднооползневых структур в меловых и палеогеновых отложениях по бортам впадины и несогласное прилегание к нарушенным отложениям осадков плиоцен-четвертичного возраста [Яншин и др., 1976]. На разрастание впадины оказывает влияние и длительное повышение уровня Черного моря.

Слабое уплотнение и отсутствие дислокаций в неконсолидированных отложениях впадины могут быть объяснены их накоплением в условиях растяжения земной коры. Увеличивающаяся во времени площадь безграничной земной коры непрерывно затягивалась осадками, максимальная мощность которых в центральных ее частях в настоящее время достигает 14–16 км. При этом смещались в стороны границы безграничной коры и, возможно, "осевая" линия раздвиг. На рис. 4 показаны некоторая асимметрия и несовпадение наиболее приподнятых участков поверхности базальтового слоя с другими элементами строения впадины, позволяющие предполагать более интенсивные движения южного ограничения впадины. Возможно, именно этим следует объяснять резкие повороты альпийских складчатых комплексов к югу от Бургасского и Рионского прогибов.

Куполовидное поднятие базальтового слоя происходило одновременно с его утонением и некоторым разуплотнением. Явления разуплотнения характерны и для верхней мантии.

В целом процесс формирования впадины был длительным и развивался, вероятно, неравномерно под воздействием течения вещества по многочисленным поверхностям скольжения, нижние из которых находятся в мантии, а верхние — на границе гранитно-метаморфического и базальтовых слоев. Отражением этих глубинных движений, значительно опережавших в скорости смещение верхних частей земной коры, является образование сейсмофокальной поверхности, наклоненной под Горный Крым.

Высказанные в настоящей работе представления предполагают широкое распространение под дном впадины неконсолидированных мезозойских и кайнозойских отложений, что в значительной степени расширяет перспективные площади для поисков нефти и газа в пределах акватории Черного моря.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамия Ш.А., Балавадзе Б.К., Гамкрелидзе И.П. и др. Геолого-геофизические особенности строения коры и верхней мантии Черноморско-Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса. — В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977.
- Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря. — Геотектоника, 1974а, № 1.
- Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Латеральная зональность базальтоидов Черноморско-Аджаро-Триалетского палеорифта. — Докл. АН СССР, 1974б, т. 216, № 4.
- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. — Геотектоника, 1977, № 4.
- Гамкрелидзе И.П. Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси, 1976.
- Гончаров В.П., Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. М.: Наука, 1972.
- Добрев Т.В., Шукин Ю.К. Геофизические поля и сейсмичность восточной части

- Карпатско-Балканского региона. М.: Наука, 1974.
- Земная кора и история развития Черноморской впадины/ Под ред. Буланже Ю.Д., Муратова М.В., Субботина С.И., Балавадзе Б.К. М.: Наука, 1975.
- Кропоткин П.Н. Механизм движений земной коры. — Геотектоника, 1967, № 5.
- Миндели П.Ш., Непрочнов Ю.П., Патря Е.И. Определение области отсутствия гранитного слоя в Черноморской впадине по данным ГСЗ и сейсмологии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 2.
- Михайлов А.Е. Тектоника Добруджи. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1978, № 4.
- Михайлов А.Е., Успенская Е.А., Добрев Т.В. и др. Тектоника северо-западной части впадины Черного моря. — Сов. геол., 1978, № 3.
- Пекло В.П., Маловицкий Я.П., Дьяконов А.И., Сидоренко С.Ф. Тектоника области сочленения Тамани, Западного Кавказа и смежной части Черного моря. — В кн.: Комплексное исследование Черноморской впадины. М.: Наука, 1976.
- Строение западной части Черноморской впадины/ Под ред. Маловицкого Я.П., Непрочнова Ю.П. М.: Наука, 1972.
- Тектоническая карта Болгарии. Масштаб 1:1000000. М., 1974.
- Тектоническая карта УССР и СССР. Масштаб 1:1000000. М., 1969.
- Тектоническая карта Румынии. Масштаб 1:1000000. М., 1970.
- Тектоническая карта юга СССР. Масштаб 1:1000000. М., 1975.
- Чекунов А.В., Веселов А.А., Гликман А.И. Геологическое строение и история развития Черноморского прогиба. Киев, 1976.
- Яншин А.Л., Маловицкий Я.П., Москаленко В.И. и др. Основные аспекты образования Черноморской впадины. — Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 1.
- Яншин А.Л., Маловицкий Я.П., Москаленко В.И. и др. Структурные особенности осадочного чехла Черноморской впадины и их значение для понимания ее образования. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52 (5).
- Brinkmann R. Geology of Turkey. Amsterdam etc.: Elsevier, 1976
- Ross D.A., Uchupi E., Bowin C.O. Shallow structure of the Black Sea. — Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1974, Mem. 20.

СРАВНИТЕЛЬНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ОСАДОЧНЫХ ЧЕХЛОВ ГЛУБОКОВОДНЫХ БАССЕЙНОВ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

В пределах Средиземноморского пояса расположены Южно-Каспийский, Средне-каспийский, Черноморский и Средиземноморский (Левантский, Ионический, Критский, Южно-Адриатический, Тирренский, Алжиро-Прованский и Альборанский)¹ глубоководные бассейны. Все они на значительном протяжении граничат с альпийскими горными складчатыми сооружениями. Однако большинство бассейнов имеет и выход к равнинным территориям древних или молодых платформ. Только Тирренский и Альборанский бассейны со всех сторон окружены альпийскими сооружениями.

В пределах глубоководных акваторий Средиземноморского пояса проведен значительный объем комплексных геолого-геофизических исследований. В Черном и Средиземном морях пробурены глубоководные скважины с судна "Гломар Челленджер" [Жузе, Мухина, 1977; Муратов и др., 1977; Glomar . . . , 1975; Ross, Negrochnov, 1975; Ryan, Hsü, 1973]. Во многих районах шельфа и на смежных площадях суши ведется глубокое разведочное бурение с целью поисков месторождений нефти и газа. Для понимания структуры осадочного чехла особое значение имеют сейсмические исследования различных модификаций метода отраженных волн. Высококачественные временные разрезы осадочного чехла на 5 км и более получены итальянскими, французскими и советскими научно-исследовательскими кораблями на Средиземном и Черном морях [Москаленко, 1963, 1965, 1966, 1967, 1974; Москаленко, Шимкус, 1971; Терехов, 1974; Туголесов, 1976; Яншин, Маловицкий и др., 1977; Biju-Duval et al., 1974; Finetti, Morelli, 1973; Morelli, 1975; Neev et al., 1976]. На Южном Каспии опорный отражающий горизонт, приуроченный к поверхности среднего плиоцена, прослежен до глубин 7–8 км [Тектоническая карта . . . , 1975]. Значительный объем непрерывного сейсмического профилирования проведен в последние годы на акватории Каспийского моря [Лебедев и др., 1976].

Поверхность Мохо в пределах глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса залегает на относительно небольших глубинах и в некоторых из них характеризуется пониженными значениями скоростей продольных волн (7,7–7,9 км/с для Средиземного моря и Южного Каспия). Вследствие этого кристаллическая часть коры резко сокращена и составляет в центральных частях глубоководных котловин Средиземного моря до 4, в Черном море – до 5 и Южном Каспии – до 20 км (информация ГСЗ по Среднему Каспию отсутствует). До последнего времени считалось, что в ее строении принимает участие только базальтовый геофизический слой, характеризующийся скоростями $\geq 6,5$ км/с. Однако более детальные сейсмические исследования, проведенные в последнее время на Черном море В.Н. Москаленко и Я.П. Маловицким [1974], а на Средиземном – М.Т. Карузо с соавторами [Carrozo et al., 1974] и К. Морелли [Morelli, 1975], показали в верхах кристаллической части коры более низкие значения скоростей (5,8–6,4 км/с), быстро нарастающих при удалении от ее кровли (до 7,4–7,5 км/с).

Подоснова осадочного слоя рассматриваемых глубоководных бассейнов определяется по одиночным разрезам ГСЗ, МПВ и ОГТ. По периферии глубоководных котловин Средиземного моря она выделяется на временных разрезах отраженных волн. По этим материалам общая мощность осадочного чехла достигает в глубоководных

¹ Мраморное море и большая часть Эгейского моря, как будет показано ниже, имеют иную тектоническую природу и поэтому не включены в число анализируемых объектов.

водных впадинах Западного Средиземноморья 6–8, Восточного Средиземноморья – 10–12, Черного моря – 12–14 и Южного Каспия – 20 км.

На временных сейсмических разрезах глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса в верхней части осадочного чехла всегда выделяется резко выраженная слоистая среда. По структурным параметрам она отчетливо отделяется от нижележащих образований. Ее слои залегают более полого, чем подстилающие породы, и срезают их в зонах структурных несогласий. Весьма характерно повсеместно фиксируемое притыкание пластов верхней части разреза к подстилающему ложу. К ее подошве чаще всего приурочен опорный отражающий сейсмический горизонт. Таким образом, в разрезе осадочного чехла глубоководных впадин отчетливо выделяется верхний структурный комплекс. Сейсмическая информация отраженных волн чаще всего имеется только для верхней части подстилающих образований. Они с некоторой долей условности могут быть включены в состав единого нижнего структурного комплекса, хотя не исключено, что в его составе более детальные и обладающие большей глубиной сейсмические исследования наметят самостоятельные структурные единицы.

Верхний структурный комплекс в пределах Средиземноморских бассейнов слагают плиоцен-четвертичные отложения. Они представлены преимущественно глинисто-карбонатными осадками с пачками, прослоями и линзами турбидитов, образовавшихся в условиях открытого и относительно глубоководного моря. На временных сейсмических разрезах часто намечается верхняя слоистая и нижняя прозрачная (неслоистая) части. Мощность плиоцен-четвертичного комплекса в Средиземноморских бассейнах обычно не превышает 1–1,5 км. Только вблизи устьев крупных водных артерий (Нил, Рона, Эбро и др.) она увеличивается до 2–3 км.

В Черном море глубоководным бурением верхний комплекс пройден только на юго-западной периферии, в зоне его резкого утонения. Здесь в строении верхнего комплекса принимают участие отложения квартера, плиоцена и верхнего миоцена [Жузе, Мухина, 1977; Муратов и др., 1977; Ross, Neprochnov, 1975]. Скв. 381, пробуренная на континентальном склоне близ Босфора, вошла в отложения среднего миоцена. Однако структурное положение последних неясно. В центральной части впадины скв. 379 не вышла из четвертичных отложений. По сейсмическим материалам, в районе г. Потти верхний комплекс через узкую горловину проникает на побережье, где выполняет узкий глубокий (до 4–4,5 км) грабен. Его базальные слои там, по данным глубоких скважин, относятся к мзотису. Отложения верхнего комплекса в пределах Черноморского глубоководного бассейна представлены главным образом глинистыми слоями с многочисленными прослоями турбидитов. Их видимая мощность (вблизи подножия континентальных склонов), по сейсмическим материалам, оценивается до 6 км, а полная мощность, возможно, приближается к 8 км.

На акватории глубоководной котловины Среднего Каспия отложения верхнего комплекса имеют только четвертичный возраст [Лебедев и др., 1976]. Его подошва совпадает с денудационно-абразионной поверхностью, резко несогласно секущей слои подстилающего нижнего комплекса. В верхнем комплексе глубоководной котловины Среднего Каспия отчетливо выделяются нижняя прозрачная толща, сложенная, вероятно, турбидитами, и верхняя слоистая толща. Мощность верхнего комплекса здесь не превышает 500 м. К западу и юго-западу от глубоководного бассейна Среднего Каспия одновозрастные образования венчают разрез Терско-Каспийского краевого прогиба, занимающего территорию современного шельфа и прилегающих районов суши. В Северо-Апшеронской ванне этого прогиба мощность четвертичных образований достигает 1200, а в Терско-Сулакской – 600 м.

На периферии Южно-Каспийского бассейна (районы Апшеронского и Бакинско-го архипелагов и Западно-Туркменской низменности) верхний комплекс, по-видимому, начинают внизу мелководные отложения среднего плиоцена (продуктивная серия), лежащие несогласно на понтические или более древние образования миоцена, палеогена или даже мела. Вышележащие образования верхнего плиоцена и четвертичной системы сложены осадками более глубокого моря. Мощность верхнего комплекса по периферии Южного Каспия, по-видимому, приближается к 6–8 км.

К центральным частям бассейна кровля среднего плиоцена погружается до 7–8 км, а общая мощность верхнего комплекса может быть оценена в 9–11 км.

Нижний структурный комплекс в пределах Средиземноморских глубоководных бассейнов состоит из двух серий пород, отчетливо выделяющихся на временных сейсмических разрезах по графикам скоростей продольных волн и особенностям слоистости. Верхняя из них сложена мелководными эвапоритами верхнего миоцена (мессиний). Ее мощность достигает 2–2,5 км, причем основная часть разреза представлена солью. Нижняя серия состоит из доэвапоритовых образований. Глубоководными скважинами пройдены только самые верхние ее горизонты, относящиеся к среднему и нижнему миоцену. Они представлены преимущественно терригенными осадками открытого моря с глубинами дна в сотни метров. Максимальная вскрытая их мощность (640 м) зафиксирована к востоку от о. Менорка в скв. 372, которая была остановлена в аквитане.

Мощность доэвапоритовой серии может быть оценена в 8–10 км для Левантйского, 6–8 км для Ионического и Южно-Адриатического, 4–5 км для Алжиро-Прованского и 3–4 км для Тирренского бассейнов. Ее возраст в Восточном Средиземноморье, по данным бурения периферийных районов акватории и смежных участков суши, определяется палеозоем, мезозоем и доверхнемиоценовым кайнозоем. В Тирренском бассейне сейсмический горизонт "К" привязан в районе г. Неаполя к поверхности известняков мезозоя [Finetti, Morelli, 1973]. Значит, есть все основания считать, что известняки мезозоя и вышележащие отложения доверхнемиоценового кайнозоя на большей части акватории присутствуют в разрезе доэвапоритовой серии.

Сложнее обстоит дело со стратификацией доэвапоритовой серии Алжиро-Прованского бассейна. Практически все зарубежные исследователи [Biju-Duval et al., 1974; Finetti, Morelli, 1973; Mauffret, 1976] его возникновение связывают с процессами растяжения, обусловленного фазами интенсивного сжатия в пределах смежных альпийских складчатых сооружений. Отсюда возраст базальных слоев датируется ими нижним миоценом или олигоценом. Однако Алжиро-Прованский бассейн представляет собой гигантскую отрицательную структуру, протянувшуюся более чем на 1000 км при ширине во многие сотни километров. Характер залегания и порядок мощностей доэвапоритовой серии в нем аналогичны таковым в чехлах осадочных бассейнов древних и молодых платформ. В частности, они очень похожи на Аквитанский и Парижский бассейны Западно-Европейской молодой платформы. Поэтому есть основание полагать, что в строении доэвапоритовой серии Алжиро-Прованского бассейна, помимо повсеместно распространенного нижнего–среднего миоцена и олигоцена, принимают участие в наиболее погруженных его частях более древние горизонты палеогена и породы мезозоя.

В Черноморском глубоководном бассейне возрастной диапазон нижнего структурного комплекса может быть определен по смежным районам Колхидской (на востоке) и Мизийской впадин, северо-западного шельфа и причерноморской суши (на западе). На востоке он включает отложения мезозоя, палеогена и миоцена. На западе в него входят, кроме того, и породы палеозоя. Мощность нижнего комплекса соответственно 5–6 и 8–9 км.

В Среднекаспийском глубоководном бассейне верхний структурный комплекс подстилают породы неогена внешнего борта Терско-Каспийского краевого прогиба и представляют его нижний структурный комплекс. Они испытывают региональное уменьшение мощности с юго-запада на северо-восток от осевой зоны Терско-Каспийского прогиба в сторону Туранской плиты.

В Южно-Каспийском бассейне нижний структурный комплекс, исходя из его мощности в 8–10 км и данных бурения смежных районов суши (Западно-Туркменская низменность и Апшеронский полуостров), по-видимому, сложен отложениями мезозоя, палеогена, миоцена и нижнего плиоцена. Возможно, нижние его горизонты принадлежат верхнему палеозою.

Площадное распространение нижнего структурного комплекса, синхронного по возрасту складчатым породам альпийских сооружений, и анализ геофизических полей показывают, что складчатые зоны присутствуют только в крайних перифе-

рийных частях глубоководных бассейнов Средиземного моря (рис. 1). Лишь складчатые сооружения Бетских Кордильер проникают далеко в глубь глубоководной акватории. Этим сооружениям в рельефе дна моря соответствует относительно узкая полоса возвышенности, ориентированная с северо-запада на юго-восток, с которой связаны Балеарские острова. В районе пролива Менорка происходит затухание Бетского складчатого сооружения, поскольку крайний восточный остров одноименной системы, несомненно, принадлежит области палеозойской консолидации. Складчатые сооружения Тель-Атласа на востоке в виде узкого рукава пересекают Тунисский пролив и продолжают в альпийском складчатом сооружении Северной Сицилии и имеют непосредственную связь с альпийскими складчатыми сооружениями Апеннин. В области альпийской складчатости расположены Эгейское и Мраморное моря. Таким образом, большая по площади часть акватории и почти все глубоководные котловины находятся за пределами альпийских складчатых сооружений и принадлежат областям более древней, докембрийской или палеозойской (герцинской) консолидации.

Аналогичная картина наблюдается на акваториях Черного моря [Яншин и др., 1976; Яншин, Маловицкий и др., 1977] и Южного Каспия [Вольвовский, Шлезингер, 1975]. Альпийские и киммерийские складчатые сооружения здесь занимают периферийные части акватории и практически не выходят за пределы подножия континентальных склонов в более внутренние их районы.

Складчатые комплексы альпийских сооружений входят в состав так называемого акустического основания акваторий, и, естественно, их внутренняя структура сейсмическими методами не расшифровывается. Местами они перекрываются верхним структурным комплексом осадочного чехла. На акватории Средиземного моря на площади развития альпийских складчатых сооружений могут быть распространены и верхние горизонты нижнего комплекса осадочного чехла, так называемый послепокровный (нескладчатый) миоцен (средний и верхний).

Альпийские складчатые сооружения местами окаймляются глубокими компенсационными прогибами (краевыми и тыловыми). Цепочка таких глубоких прогибов установлена на периферии Тирренского моря (Циркум-Тирренские). Они полукольцом опоясывают молодые складчатые сооружения Апеннин, северо-восточной Корсики и южное морское продолжение последних. Циркум-Тирренские прогибы сложены неоген-четвертичными образованиями. На временных разрезах они вырисовываются крутыми крыльями (до десятков градусов) и узкими V-образными днищами (рис. 2). На внутренних крыльях наклон слоев обычно несколько круче. Прекрасно видно сокращение практически всех горизонтов от центральных частей прогибов к их перифериям и уменьшение их амплитуды по верхним слоям. Внешние крылья Циркум-Тирренских прогибов наклонены в направлении глубоководной котловины.

Вдоль северо-восточной периферии Южно-Адриатического бассейна намечается Албанский компенсационный прогиб, выполненный многокилометровыми сериями неоген-четвертичных образований. Его внешний борт наклонен в сторону Южно-Адриатической глубоководной котловины с одновременным сокращением в этом направлении мощности слагающих его слоев.

На восточной периферии Черноморского бассейна обнаружены глубокие олигоцен-миоценовые компенсационные прогибы (Туапсинский и Гурийский), окаймляющие соответственно антиклинорий Большого Кавказа и Аджаро-Триалетскую складчатую зону. Гурийский прогиб, по сейсмическим материалам, протягивается вдоль южного побережья до меридиана Трабзона, к западу от которого он испытывает затухание. На территорию шельфа в районе Керченского пролива выходит юго-западная центроклиналь Западно-Кубанского краевого прогиба, замыкающаяся на площади континентального склона. Рассматриваемые компенсационные прогибы осложнены резкими линейными диапировыми складками с крутыми крыльями (многие десятки градусов) и амплитудой, измеряемой сотнями метров или километрами. С резким угловым несогласием олигоцен-миоценовые образования здесь перекрываются отложениями верхнего комплекса.

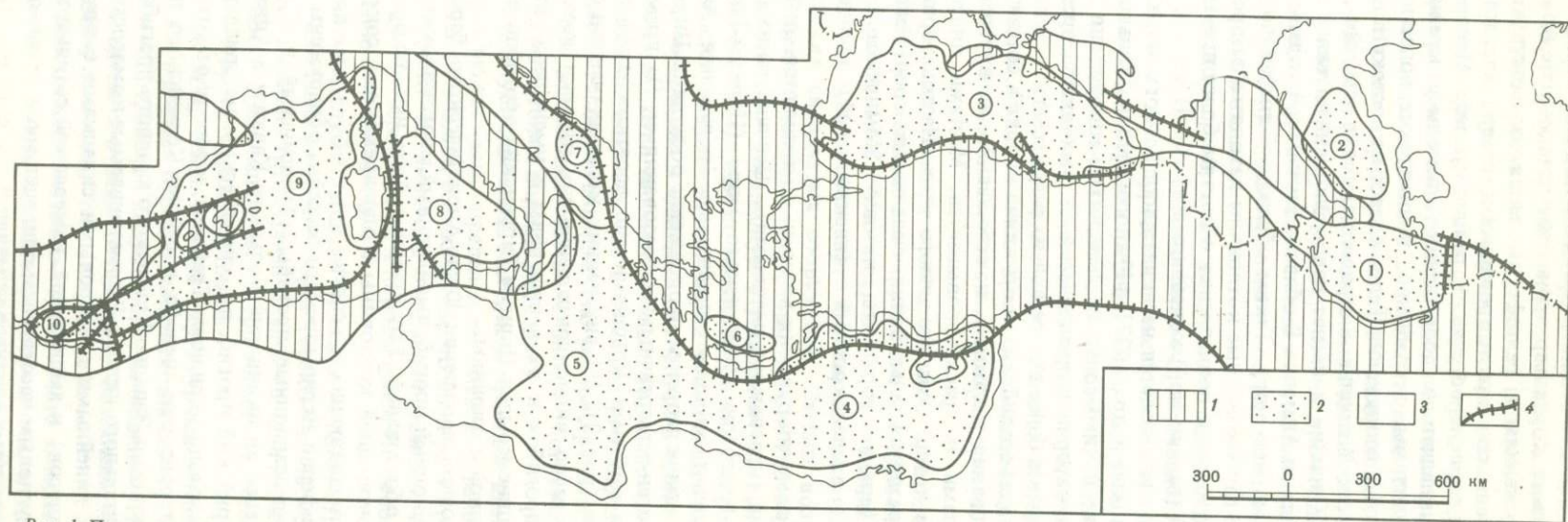


Рис. 1. Пространственное положение глубоководных бассейнов и их соотношение с альпийскими и киммерийскими складчатыми сооружениями
 1 – альпийские и киммерийские складчатые сооружения; 2 – глубоководные бассейны; 3 – области палеозойской и более древней консолидации; 4 – основные глубинные разломы: Глубоководные бассейны: 1 – Южно-Каспийский, 2 – Среднекаспийский, 3 – Черноморский, 4 – Левантйский, 5 – Ионический, 6 – Критский, 7 – Южно-Адриатический, 8 – Тирренский, 9 – Алжиро-Прованский, 10 – Альборенский

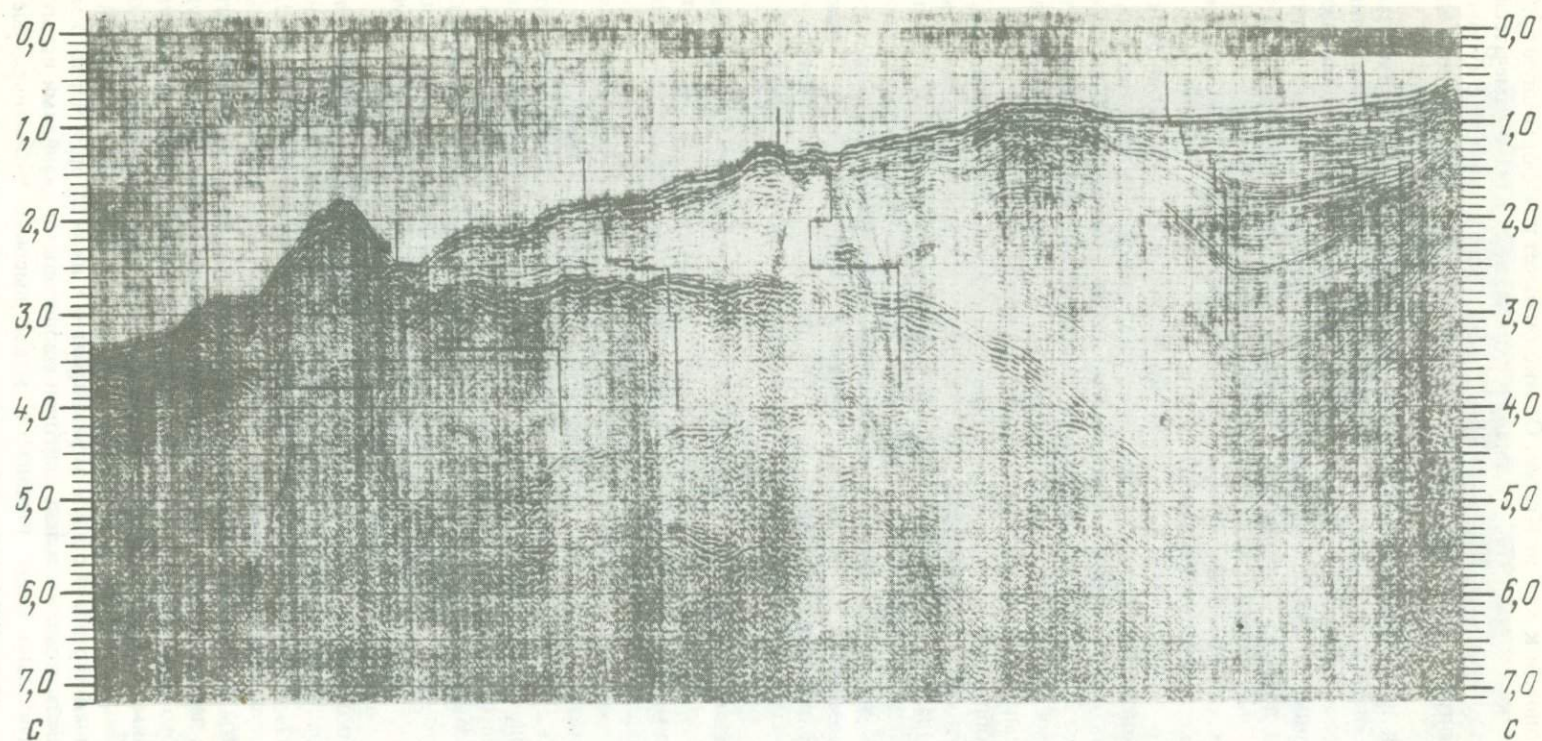


Рис. 2. Калибрийский компенсационный прогиб и характер залегания слоев верхнего комплекса на восточном континентальном склоне Тирренского моря [Finetti, Morelli, 1973]

Глубокий олигоцен-миоценовый прогиб Сорокина с линейными диапировыми складками расположен к югу от Крыма. Однако он имеет платформенную природу [Яншин, Маловицкий и др., 1977]. К западу и юго-западу от Крыма намечается еще одна, по-видимому, глубокая, изометричная впадина (Балаклавская) с куполовидными или брахиантиклинальными одиночными диапирами. Ее границы пока еще не установлены.

На акватории Южного Каспия складчатые зоны Апшеронского полуострова и Бакинского архипелага представляют собой, по существу, глубокие периклинальные прогибы, возникшие на юго-восточном погружении Большого Кавказа. Их выполняют мощные многокилометровые серии досреднеплиоценовых третичных образований. На востоке и юго-востоке происходят их постепенное затухание и ослабление линейных дислокаций [Вольвовский, Шлезингер, 1975].

Среднекаспийский глубоководный бассейн на западе и юго-западе сопряжен с Терско-Каспийским краевым прогибом.

Слои нижнего структурного комплекса осадочного чехла глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса вне пределов альпийских складчатых сооружений и связанных с ними компенсационных прогибов отличаются очень пологим залеганием (рис. 3). От центральных частей бассейнов они воздымаются к периферии под углами, обычно не превышающими 1° . В этом же направлении наблюдается региональное уменьшение их мощности. Часто слои нижнего комплекса вырисовывают обширные (сотни километров) пологие прогибы и впадины, разделенные поднятиями и седловинами. Их амплитуда достигает нескольких километров. В пределах Черноморского бассейна вырисовывается полоса окраинных поднятий, гигантским полукольцом окружающая Восточно-Черноморскую впадину. Здесь мощность нижнего комплекса осадочного чехла резко сокращается (до нескольких километров), а на Центральном-Черноморском поднятии — даже до сотен метров. В строении последнего, вероятно, принимают участие только отложения верхнего мела и более молодые образования [Яншин и др., 1976; Яншин, Маловицкий и др., 1977].

В районах развития мощных эвапоритов Средиземноморских глубоководных бассейнов распространены соляные купола разной морфологии (см. рис. 3). Структурными аналогами соляных куполов в Черноморском бассейне служат глиняные диапиры Балаклавской олигоцен-миоценовой впадины.

В зонах современных склонов глубоководных бассейнов Средиземного моря наклон слоев нижнего комплекса чехла резко увеличивается и измеряется градусами (иногда до 10° и более). Крутые участки (флексуры и сбросы) чередуются с более пологими, от чего вырисовывается сложно ступенчатое опускание от шельфов к подножию склонов. Близ подножия континентальных склонов обычно происходит резкое сокращение мощности пород доэвапоритовой серии, а эвапоритовая серия чаще всего здесь полностью выклинивается. На большей части площади островов Менорка, Корсика и Сардиния осадочный чехол вообще отсутствует, и на поверхности обнажаются породы домезозойского фундамента.

Слои верхнего осадочного комплекса глубоководных бассейнов отличаются еще более пологим залеганием. Обычно они под углами, измеряемыми минутами или десятками минут, погружаются от их периферии к центральным районам. Лишь над соляными куполами эвапоритовой серии на акватории Средиземного моря нижние горизонты плиоцен-четвертичных отложений образуют подобные изгибы. В более верхних частях разреза крутизна наклона уменьшается и складки затухают иногда до полного исчезновения. В других случаях соляные купола фиксируются по самым верхним слоям плиоцен-четвертичного комплекса и рельефу дна и образуют холмы, возвышающиеся на несколько десятков метров над абиссальной равниной. Аналогичная картина в общем зафиксирована и на акватории Черного моря. Здесь слои верхнего комплекса над олигоцен-миоценовыми диапирами испытывают, правда, значительно более плавные и менее высокие антиклинальные изгибы, постепенно затухающие вверх по разрезу, но иногда обнаруживаемые в рельефе дна в виде отдельных гряд или холмов. Диапиры Балаклавской впадины в ряде мест образуют крутые, штоки, прорывающие плиоцен-четвертичные отложения.

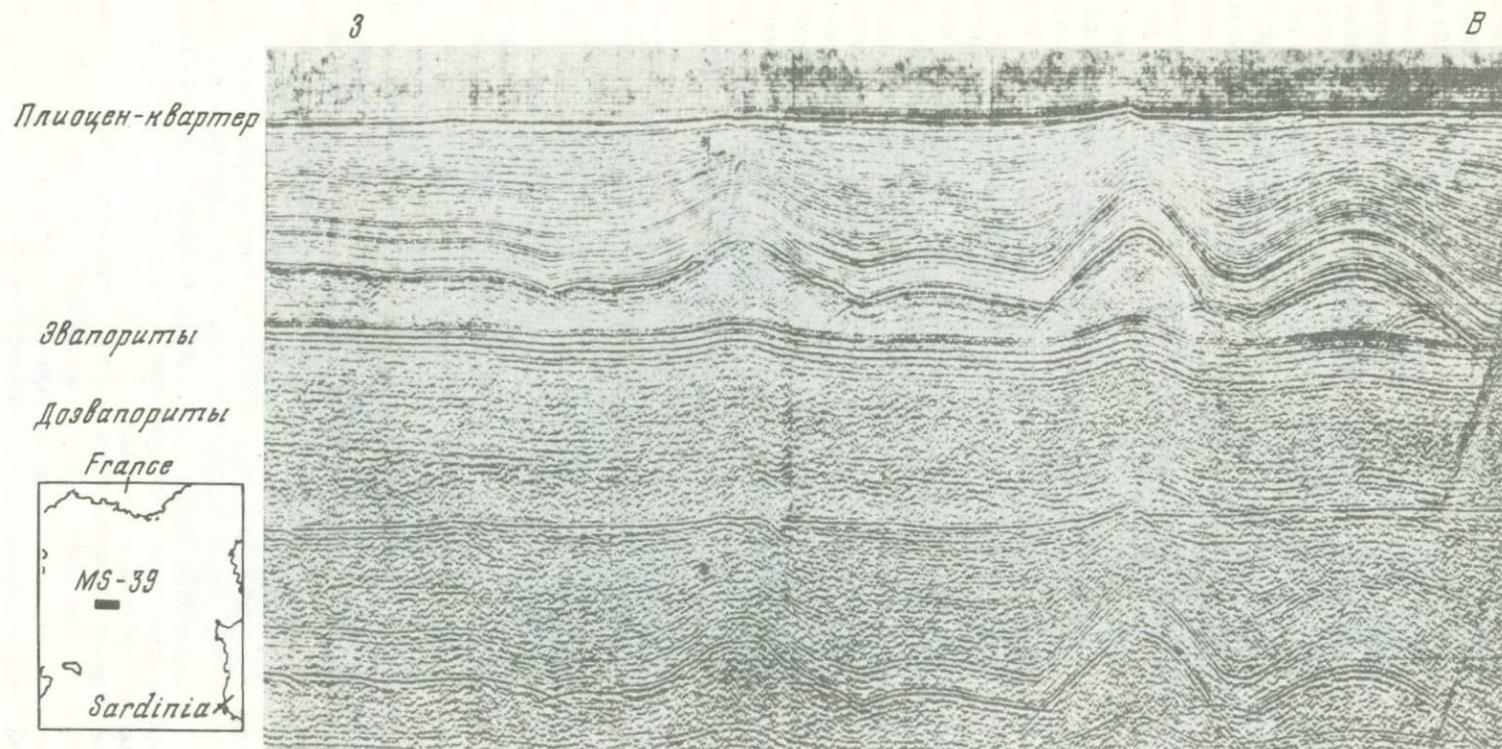


Рис. 3. Характер залегания нижнего комплекса в центральной части Алжиро-Прованского бассейна [Finetti Morelli, 1973]

В большинстве районов у подножия современных континентальных склонов Средиземного моря большая, преимущественно нижняя часть плиоцен-четвертичного комплекса прислоняется к породам подстилающего ложа, на сейсмических профилях вырисовываются резко выраженные борта седиментационных бассейнов. Выполняющие их слои расположены параллельно друг другу. Вертикальная амплитуда зон прислонения измеряется 400–500 м и более. Несколько иные соотношения наблюдаются в зонах больших мощностей верхнего комплекса. Здесь притыкание смещается на площадь шельфа или даже в смежные районы суши, а континентальный склон целиком сложен исключительно породами плиоцен-четвертичного комплекса. Отсутствуют зоны притыкания на площади Южно-Адриатического глубоководного бассейна. В пределах его континентальных склонов наблюдается равномерное увеличение мощности плиоцен-четвертичных слоев в сторону котловины. Только в зоне сопряжения бассейна с Албанским краевым прогибом наблюдаются обратные соотношения и мощности растут по восстанию склона в сторону шельфа.

Верхние слои плиоцен-четвертичного комплекса мощностью до 100–200, реже 300 м обычно не прислоняются к бортам глубоководных котловин, а подминаются вдоль них и приобретают наклон под углами до 10° и изредка выше. Этот региональный наклон осложнен более крутыми узкими флексурными изгибами, разделенными пологими и более широкими структурными ступенями. Часто последние ограничены сбросами, амплитуда которых достигает сотен метров (рис. 4). На ряде ступеней наблюдаются повышенные мощности плиоцен-четвертичных отложений и прислонение нижней части слоев к подстилающему субстрату. Нередко такие геоморфологические ступени представляют собой в структурном отношении самостоятельные изолированные мульды, отделенные от основных бассейнов выступами поверхности доплиоценового ложа. На площадях шельфов наклон слоев вновь резко уменьшается, они приобретают практически горизонтальное залегание. Дислокации слоев верхнего комплекса в пределах континентальных склонов почти полностью повторяются в рельефе дна моря. Лишь в зонах новейших каньонов это соответствие, естественно, отсутствует. Общая амплитуда флексурного перегиба плиоцен-четвертичных слоев и поверхности дна моря от шельфа до глубоководной котловины достигает 2,5–3 км.

Таким образом, глубоководные бассейны Средиземного моря имеют широкие плоские днища и крутые борта, совпадающие с современными континентальными склонами. Последние представляют собой гигантские сложные флексурно-разрывные зоны, четко выраженные в слоях осадочного чехла и поверхности дна моря.

По периферии Черноморского глубоководного бассейна слои верхнего комплекса, залегающие между собой параллельно, на обширных пространствах также испытывают прислонение к поверхности подстилающего субстрата (рис. 5). Вертикальная амплитуда этого прислонения здесь достигает 5–6 км. Поверхность прислонения переходит в крутую верхнюю часть современного континентального склона. Притыкание слоев плиоцен-четвертичного комплекса к поверхности доплиоценового ложа обнаружено и во многих внутренних районах глубоководного Черноморского бассейна. Все они приурочены к склонам поднятий нижнего комплекса. Видимая величина прислонения, зафиксированная на сейсмических разрезах, здесь достигает 2–3 км. Только на северной периферии бассейна к западу и востоку от Горного Крыма и в узкой Приколхидской полосе восточной периферии континентальный склон целиком сложен породами верхнего комплекса и прислонение его слоев к подстилающему субстрату, вероятно, происходит на площадях шельфов, а в последнем случае даже в пределах современной суши. Однако пока оно сейсмическими материалами не доказано.

В центральной части Среднекаспийского глубоководного бассейна слои верхнего комплекса залегают очень полого, практически горизонтально. На востоке и северо-востоке они воздымаются параллельно дну моря под углами, не превышающими минуты, с одновременным постепенным утонением их мощности. На западе и юго-западе в зоне относительно крутого континентального склона наблюдается прислонение нижних слоев верхнего комплекса мощностью до 300 м к поверхности подстилающего ложа (рис. 6). Верхние слои местами полностью перекрыва-

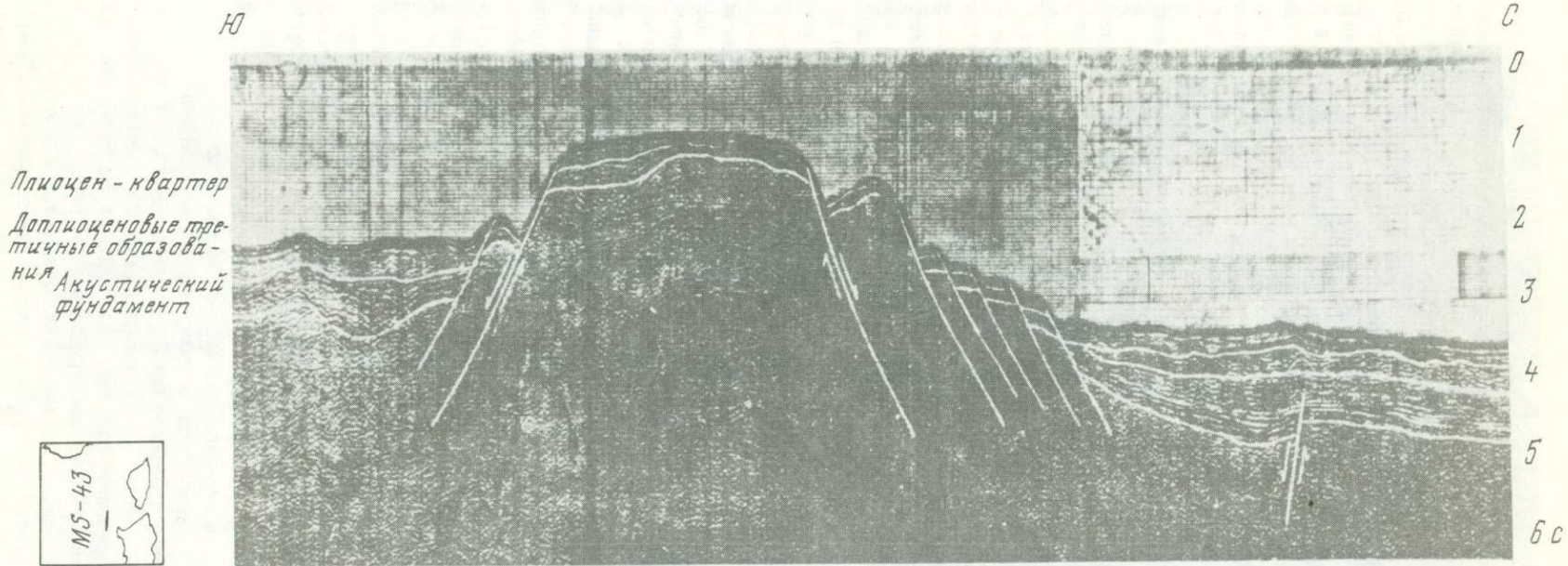


Рис. 4. Характер залегания верхнего комплекса на восточном континентальном склоне Алжиро-Прованского бассейна (в районе Сардинии) [Finetti, Moreli, 1973]

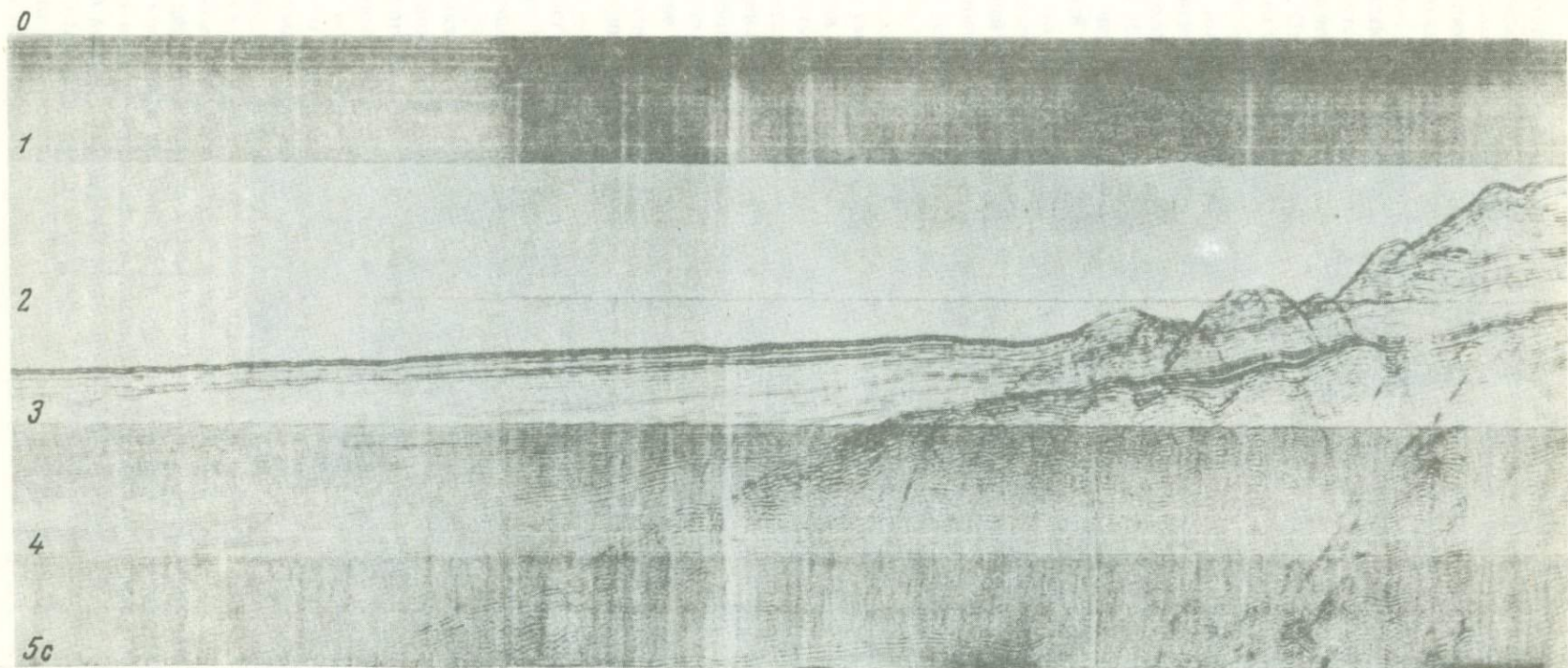


Рис. 5. Характер залегания верхнего комплекса близ Колхидского побережья Черноморского бассейна (по А.А. Терехову)

ют склон, испытывают флексурный изгиб в несколько градусов и уходят на площадь прилегающих районов шельфа. Здесь их наклон опять резко выполаживается и не выходит за пределы десятков минут.

На акватории Южно-Каспийского глубоководного бассейна в верхнем комплексе развиты многочисленные по простиранию системы складок. По его периферии (прибортовое окаймление) распространены, как правило, линейные высокоамплитудные (первые километры) складки с углами наклона слоев, достигающими $10-20^\circ$, а иногда и более градусов. Для центральной части (внутренняя депрессия), напротив, характерны более пологие изометричные структуры. Практически на всех антиклиналях наблюдается сокращение мощности и частичное выклинивание слоев к сводам, которые часто выражены возвышенностями поверхности дна. К периферийным складкам приурочены многочисленные грязевые вулканы.

Вдоль склонов глубоководной котловины Южного Каспия установлены флексурные изгибы (несколько градусов) слоев, параллельные поверхности дна моря (рис. 7). От шельфа к восточному борту котловины верхние горизонты верхнего комплекса сокращаются в мощности и частично выклиниваются (рис. 8).

В конце палеозоя в Средиземноморье завершилось формирование герцинских складчатых сооружений и произошло окончательное становление континентальной земной коры. В мезозое, а на участках более ранней консолидации с начала палеозоя или даже с рифея на обширных пространствах в условиях эпиконтинентальных бассейнов началось формирование мощных серий платформенного чехла. На акватории Средиземного моря в условиях начавшейся под влиянием альпийского горообразования изоляции бассейна оно завершилось накоплением эвапоритов верхнего миоцена.

Иная картина наблюдалась на территории складчатых сооружений. В их пределах, по-видимому, в триасе, континентальная кора испытала деструкцию и образовались глубоководные бассейны, местами с океанической корой [Книппер, 1975; Glangeaud, 1962]. В них формировались многокилометровые серии глубоководных осадков и изливались большие объемы магматических расплавов основного и среднего состава. В палеогеографическом отношении территория Средиземноморского пояса в раннем и среднем мезозое представляла обширную морскую или океаническую акваторию. Она была дифференцирована на линейные глубоководные альпийские бассейны с тонкой консолидированной корой океанического типа и изометричные более мелководные пространства большой протяженности с толстой корой континентального типа. В конце мезозоя и в кайнозое в результате интенсивных многократных процессов горизонтального сближения литосферных плит и скучивания эти глубоководные бассейны сократились в поперечнике в несколько раз [Трюмпи, 1965] и превратились в сложные складчатые сооружения. В их пределах вновь сформировалась мощная континентальная кора, а по периферии заложилась и развивались компенсационные краевые и тыловые прогибы.

Во внеальпийских областях более ранней консолидации дифференцированное прогибание и восходящие вертикальные тектонические движения создали внутреннюю структуру платформенного чехла. Зоны пониженных мощностей возникли на периферии современных акваторий и в смежных районах суши. А площади современных островов Менорка, Корсика, Сардиния и юго-восточная Сицилия превратились в крупные поднятия, лишенные чехла или с резко пониженными мощностями его. На дне Тирренской глубоководной котловины также имеются лишенные чехла выступы складчатого основания, сложенные кристаллическими сланцами, филлитами и мраморами, близкими к палеозойским породам Италии и Сардинии. Аналогичные крупные поднятия были созданы и в пределах современных акваторий Черного моря и Южного Каспия.

Установленное повсеместное прислонение верхнего комплекса по периферии глубоководных бассейнов к поверхности подстилающего субстрата и практически полная параллельность в напластовании слагающих его слоев свидетельствуют о резком кратковременном обрушении крупных участков земной коры. Это погружение создало тектонический палеорельеф, впоследствии захоронившийся осадка-

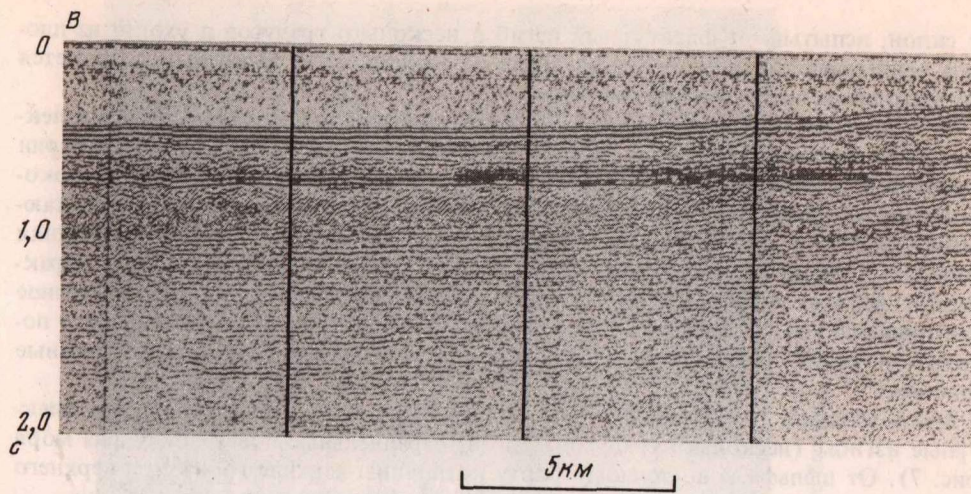


Рис. 6. Прислонение верхнего комплекса в районе западного континентального склона Среднекаспийского глубоководного бассейна

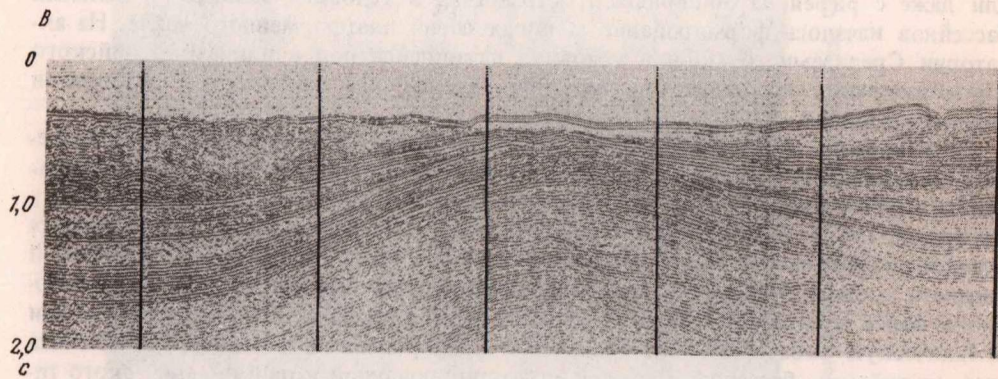


Рис. 7. Характер залегания верхнего комплекса на западном континентальном склоне глубоководной котловины Южного Каспия

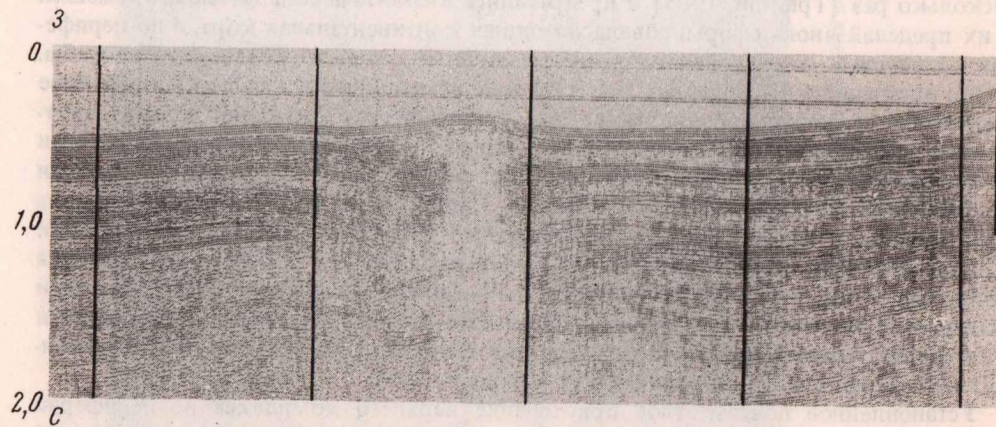
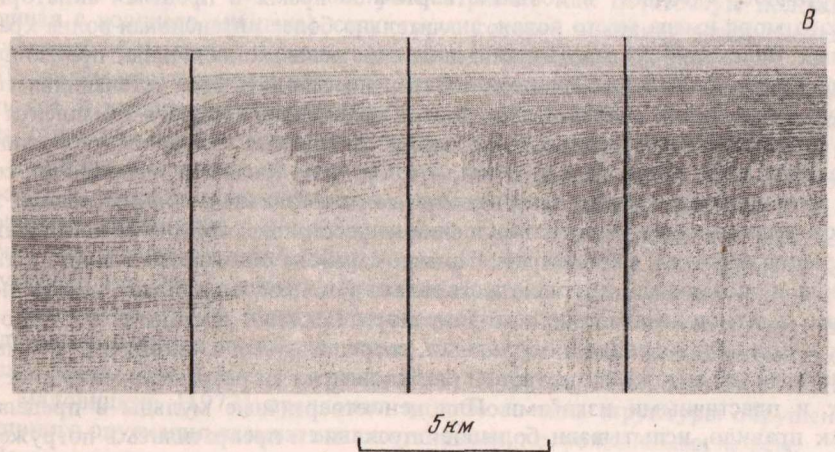
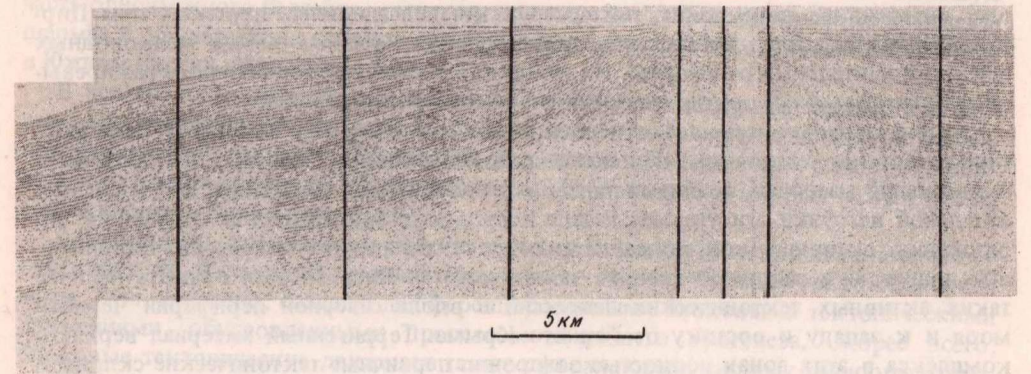
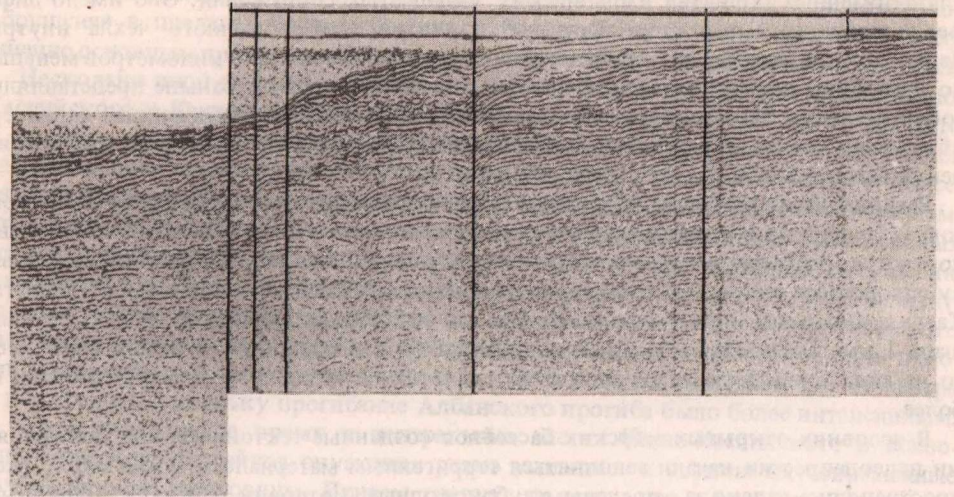


Рис. 8. Характер залегания верхнего комплекса на восточном континентальном склоне глубоководной котловины Южного Каспия



ми. Обрушение в общем вписалось в контуры платформенных бассейнов и не затронуло или захватило лишь самые периферийные участки смежных крупных платформенных поднятий и альпийских складчатых сооружений. Оно имело дифференцированный характер. Крупные поднятия платформенного чехла внутри Черноморской акватории опустились в это время на несколько километров меньше по сравнению с участками платформенного чехла, которые и раньше представляли собой прогибы. На периферии Средиземного моря дифференцированный характер обрушения создал изолированные мульды на геоморфологических ступенях континентальных склонов.

Региональный градиент обрушения обычно сосредоточен в сравнительно узкой зоне (до десятков километров) и реализуется чаще в виде пластичных изгибов, но иногда, особенно в пределах акватории Средиземного моря, приводил к разрыву сплошности слоев. Его амплитуда на акваториях Средиземного моря и Среднего Каспия составила многие сотни метров, а в некоторых местах, возможно, превышала 1 км. Значительно большей амплитуды провал поверхности Земли имел место на акватории Черного моря, где он достигал не менее 5—6 км, а возможно, и более.

В условиях открытых морских бассейнов созданные тектоническими движениями палеодепрессии начали заполняться терригенным материалом. Воды моря распространялись далеко за пределы глубоководных котловин, образуя обширные шельфовые пространства. В их пределах также накапливался маломощный шлейф одновозрастных с котловиной осадков. Только в локальных участках, испытывавших интенсивное погружение, например в компенсационных прогибах типа Циркум-Тирренских или Албанского, накапливались мощные серии мелководных или континентальных отложений. Их мощность в ряде случаев во много раз превышала одновозрастные осадки смежных глубоководных котловин.

Осадки верхнего комплекса относительно равномерным покровом заполняли глубоководные котловины. Только в районе основных артерий, поставляющих терригенный материал, возникли линзы его повышенной мощности. За счет дополнительной нагрузки эти участки начали испытывать прогибание, что привело к образованию активных конседиментационных тектонических депрессий. Например, они возникли в районе Лионского залива и устья Нила. Можно ожидать наличие таких активных тектонических депрессий и вдоль северной периферии Черного моря и к западу и востоку от Горного Крыма. Терригенный материал верхнего комплекса в этих зонах полностью захоронил первичные тектонические склоны и создал вторичные аккумулятивные склоны, сдвинутые во внутренние районы моря на многие десятки километров.

В четвертичное, а точнее, в позднечетвертичное время в пределах акватории Средиземного моря имела место новая, значительно более интенсивная волна кратковременных опусканий. Аналогичная волна, но меньшей величины, произошла на площади Среднего Каспия. Это позднечетвертичное опускание устанавливается по практически точному соответствию дислокаций слоев верхнего комплекса с рельефом современной поверхности дна моря. Амплитуда новейших опусканий на Средиземном море достигла 2,5—3 км, а в Среднем Каспии — нескольких сот метров. В большинстве случаев современные континентальные склоны вышли за пределы контуров доплиоценового обрушения на расстояние, обычно не превышающее нескольких десятков километров. Только в районе Лионского залива, устья Эбро и Нила и, возможно, других участков современного опускания сдвинулось на несколько десятков километров в сторону моря. Градиент тектонических деформаций, как и при доплиоценовом обрушении, сосредоточился в узкой зоне, обычно не превышающей десятков километров, и реализовался как разрывами сплошности пород, так и пластичными изгибами. Плиоцен-четвертичные мульды в пределах склона, как правило, испытывали большое опускание и превратились в погруженные ступени. Таким образом, современные континентальные склоны глубоководных бассейнов Средиземного моря представляют гигантскую тектоническую флексурно-разрывную зону, отделившую глубоководную котловину от областей, не вовлеченных в обрушение.

Возможно, позднечетвертичные опускания, правда существенно меньшей амплитуды, имели место и на акватории Черного моря. Однако конкретные материалы для их установления здесь отсутствуют. Но при всех вариантах доплиоценовое обрушение в пределах Черноморского глубоководного бассейна являлось несомненно основным процессом в создании его современного морфологического ликá.

Несколько иной характер носили тектонические процессы на акваториях Южно-Каспийского и Южно-Адриатического бассейнов. Здесь соответственно со среднего и нижнего плиоцена возникли площади интенсивных опусканий, наложившиеся на разнородные структурные элементы подстилающего субстрата. Они имели конседиментационный характер, т.е. происходили одновременно с осадкообразованием. Это привело к накоплению мощных многокилометровых толщ мелководных осадков среднего плиоцена на территории Южно-Каспийского бассейна, отсутствию прислонения на бортах и последовательному сокращению мощности слоев от центральных частей к периферии. Только на восточном борту Южно-Адриатического бассейна в зоне его сопряжения с Албанским краевым прогибом мощности плиоцен-четвертичных осадков увеличиваются в обратном направлении, т.е. от центра к периферии, поскольку прогибание Албанского прогиба было более интенсивным. В позднечетвертичное время в центральных частях Южно-Каспийского и Южно-Адриатического бассейнов опускания резко усилились и создали их современные глубоководные котловины. Причем следует заметить, что в отличие от всех рассматриваемых бассейнов, строго вписывающихся в современные глубоководные котловины, глубоководная котловина Южного Каспия занимает лишь меньшую часть одноименного бассейна, которому принадлежат также обширные пространства шельфа и прилегающих районов суши. Общая амплитуда четвертичного опускания в Южном Каспии превысила 1,5 км.

В неогеновое и четвертичное время на территории Алжира-Прованского и Тирренского бассейнов происходили неоднократные излияния преимущественно щелочной базальтовой магмы и образование подводных вулканических конусов [Милановский, Короновский, 1973]. На акватории Тирренского моря был создан вулканический пояс (Пери-Тирренский).

По-видимому, с процессами обрушения или интенсивного конседиментационного опускания не связано образование Мраморного моря и большей части Эгейского моря. Они, вероятно, созданы дифференцированными блоковыми тектоническими движениями, обусловленными процессом новейшего орогенеза. Скорее всего, блоковые тектонические движения также сформировали систему разноориентированных впадин, объединенных под названием Геленского (Эллинского) желоба. Тогда расположенный к югу от него Центрально-Средиземноморский (Восточно-Средиземноморский) вал можно рассматривать как остаточную положительную (начиная с позднего миоцена) структуру, которая возникла между Левантийской котловиной обрушения и Геленской системой блоковых впадин.

Подведем итоги анализа развития глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса. В доплиоценовое время их акватории входили в состав континентального ряда структур. Можно предполагать, что в конце миоцена или начале плиоцена и в квартере к подошве их земной коры подходили крупные массы относительно легкого и нагретого мантийного материала (аномальная мантия). Они привели к фазовым переходам в кристаллической части земной коры и к ее резкому утонению, что в поверхностном выражении реализовалось в виде кратковременного обрушения или интенсивного конседиментационного опускания [Яншин, Аргюшков, Шлезингер, 1977]. Идеи геологической молодости глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса уже давно нашли отражение в исследованиях многих ученых [Биро, Дреш, 1960; Буркар, 1964; Муратов, 1972; Mauffret, 1976; и др.]. Я.П. Маловицкий [1977] предложил подобного типа структуры обрушения и интенсивного опускания называть пелагогенными, т.е. рожденными морем.

Пелагогенные структуры средиземноморского пояса по истории развития можно подразделить на две категории. Структуры первой из них связаны с практически мгновенным в геологическом смысле обрушением, не фиксируемым летописанием осадков и приводившим к образованию глубоководных бассейнов (Черномор-

ский, Алжиро-Прованский, Ионический и др.). Структуры второй категории пелагогенных структур образованы, хотя и интенсивными высокоамплитудными тектоническими движениями, но протекавшими одновременно с осадконакоплением, создавшим мощные серии преимущественно эпиконтинентальных осадков.

Пелагогенные структуры закладывались в областях развития платформенных чехлов или чехлов срединных массивов (иногда на чехлах внешних крыльев компенсационных прогибов), сопряженных или окруженных эпигеосинклинальными орогенными альпийскими складчатыми сооружениями.

Рассматриваемые глубоководные бассейны возникли на жестких литосферных плитах. Горизонтальные движения последних привели к закрытию межплитных глубоководных альпийских геосинклинальных систем и превращению их в складчатые сооружения, окончательно спаявшие Средиземноморский пояс в единую литосферную плиту. Следовательно, современные глубоководные бассейны Южного и Среднего Каспия, Черного и Средиземного морей имели непосредственную связь и преемственность не с глубоководными бассейнами Тетиса, а с более мелководными эпиконтинентальными частями обширнейшей доплиоценовой акватории. Подобного типа бассейны в прошлые геологические эпохи также возникали в земной коре. К ним, в частности, относится Прикаспийская впадина средне- и позднепалеозойского времени.

Пелагогенные структуры — самостоятельный класс тектонических элементов земной коры, антиподы областей дейтероорогенеза (внегеосинклинального орогенеза). В пелагогенных областях происходит резкое утонение земной коры и погружение ее поверхности, тогда как в областях дейтероорогенеза кора наращивается, а ее поверхность воздымается.

ЛИТЕРАТУРА

- Биро П., Дреш Ж.* Средиземноморье. М.: ИЛ, 1960. Т. 1. Западное Средиземноморье.
- Буркар Ж.* Морфология предконтинента от Пиренеев до Сардинии. — В кн.: Рельеф и геология дна океанов. М.: Прогресс, 1964.
- Вольвовский И.С., Шлезингер А.Е.* Положение Черноморской и Южно-Каспийской впадин в структуре земной коры. — В кн.: Земная кора окраин материков и внутренних морей. М.: Наука, 1975.
- Жуе А.П., Мухина В.В.* История Черного моря в плиоцене и плейстоцене по микропалеонтологическим данным. — В кн.: Тезисы докладов I съезда советских океанологов. М.: Наука, 1977, вып. 3.
- Книппер А.Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). — Тр. ГИН, 1975, вып. 267.
- Лебедев Л.И., Едигарян З.П., Кулакова Л.С.* и др. Геологическое строение и нефтегазоносность платформенной части Каспия. М.: Наука, 1976.
- Маловицкий Я.П.* Тектоника дна Средиземного моря. М.: Наука, 1977.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973.
- Москаленко В.Н.* Новые данные о строении осадочной толщи Средиземного моря. — Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 6.
- Москаленко В.Н.* Изучение осадочной толщи Средиземного моря сейсмическими методами. — В кн.: Основные черты геологического строения, гидрологического режима и биологии Средиземного моря. М.: Наука, 1965.
- Москаленко В.Н.* Новые данные о строении осадочной толщи и фундамента в море Леванта. — Океанология, 1966, ч. 6, вып. 6.
- Москаленко В.Н.* Строение осадочной толщи в Тирренском море по сейсмическим данным. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 6.
- Москаленко В.Н.* Строение земной коры глубоководной котловины моря Леванта. — Геотектоника, 1974, № 4.
- Москаленко В.Н., Маловицкий Я.П.* Результаты глубинного сейсмического зондирования на трансмеридиональном профиле через Азовское и Черное моря. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 9.
- Москаленко В.Н., Шимкус К.М.* Геологическая интерпретация сейсмических границ верхней части осадочной толщи Средиземного моря. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 2.
- Муратов М.В.* История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного. — Геотектоника, 1972, № 5.
- Муратов М.В., Непрочнов Ю.П., Росс Д.А., Тримонис Э.С.* История Черного моря по результатам глубоководного бурения. — В кн.: Тезисы докладов I съезда советских океанологов. М.: Наука, 1977, вып. 3.
- Тектоническая карта юга СССР/Под ред. Г.Х. Дикенштейна. Масштаб 1:1 000 000. М.: ГУГК, 1975.
- Терехов А.А.* Современный структурный план мезозойско-кайнозойских отложений восточной части Черного моря (по материалам геофизических исследований): Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. М., 1974.

- Трюмпи Р.* Тектоническое развитие Централь-
ных и Западных Альп. — В кн.: Тектоника
Альпийской области. М.: Мир, 1965.
- Туголесов Д.А.* Современная структура Чер-
номорской впадины. — Сов. геол., 1976,
№ 7.
- Яншин А.Л., Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е.*
Основные типы крупных структур лито-
сферных плит и возможные механизмы их
образования. — Докл. АН СССР, 1977,
т. 234, № 5.
- Яншин А.Л., Маловицкий Я.П., Москален-
ко В.Н.* и др. Основные аспекты образова-
ния Черноморской впадины. — Докл.
АН СССР, 1976, т. 229, № 1.
- Яншин А.Л., Маловицкий Я.П., Москален-
ко В.Н.* и др. Структурные особенности
осадочного чехла Черноморской впадины
и их значение для понимания ее образо-
вания. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977,
т. 52.
- Biju-Duval B., Lietouzev J., Montadert L.* et al.
Geology of the Mediterranean Sea Basins.
Institut Français du Pétrole. Rueil-Malmai-
son, 1974.
- Carrozo M.T., Giorgetti F., Nicolich R.* An
example comparative analysis of geophysical
data. — Boll. geofis. teor. ed appl., 1974,
vol. XVI, N 62/63.
- Finetti J., Morelli C.* Geophysical exploration
of the Mediterranean Sea. — Boll. geofis.
teor. ed appl., 1973, vol. 15, N 66.
- Glangeaud L.* Paléogéographie dynamique de
la Méditerranée et de ses bordures. Le rôle
des phases panto-plio-quaternaires. — In:
Océanographie, géologique et géophysique
de la Méditerranée occidentale. Paris, 1962.
- Glomar Challenger returns to the Mediterranean
Sea. — Geotimes, 1975, N 8.
- Mauffret A.* Etude géodynamique de la marge des
Îles Baleares. Rueil-Malmaison, 1976.
- Morelli C.* Geophysics of the Mediterranean. —
News-letter of the cooperative investigations
in the Mediterranean. Monaco, 1975,
vol. 7.
- Neev D., Almagor G., Arad A.* et al. The Geology of
the Southeastern Mediterranean Sea. — Geol.
Surv. Israel, Bull., Zerusalem, 1976, N 68.
- Ross D., Neprochnov Y.* Glomar Challenger
drills in the Black Sea. — Geotimes, 1975, vol.
20, N 10.
- Ryan W.B.F., Hsü K.J.* Initial Reports of the Deep
Sea Drilling Project. Washington: U.S. Govern.
Print. Office, 1973, Vol. XIII.

ДЕСТРУКЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ АФРИКАНО-АРАВИЙСКОГО КОНТИНЕНТА И СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Существующие представления о формировании Средиземноморского складчатого пояса можно свести к двум основным концепциям. Одна из них предполагает, что в результате раздвижения литосферных плит Евразии и Африки образовался обширный океан Тетис, сопоставимый с современным Атлантическим океаном. Последующая конвергенция этих плит привела к возникновению складчатых систем и зон обдукции океанической коры. Другая концепция основана на представлении о том, что в прошлом в Средиземноморье возникали отдельные, иногда достаточно крупные субокеанические впадины, эволюция которых со сменой условий растяжения и сжатия определила основные черты тектоники Средиземноморского складчатого пояса.

Для решения этой проблемы была составлена тектоническая карта Северной Африки и Аравии (рис. 1, см. вкл.). Она основана на многолетних исследованиях авторов в этом регионе и обобщении имеющихся материалов. Такой анализ позволил рассмотреть строение зоны сочленения Африкано-Аравийского континента и Средиземноморского пояса, что необходимо для уточнения представлений о его формировании. В основу легенды карты положен принцип выделения областей с корами разного типа, которые отчетливо выделяются по геофизическим данным для последних этапов развития и подчеркиваются реликтами океанической коры для предшествующих этапов эволюции.

Вопросами тектоники Средиземноморского складчатого пояса и формирования глубоководных впадин занимались в СССР многие исследователи: М.В. Муратов [1975], А.В. Пейве [1969], В.Е. Хаин [1977], Г.Д. Ажгирей [1977], Я.П. Маловицкий с соавторами [1975], Е.М. Милановский, Н.В. Короновский [1973], Л.П. Зоненшайн с соавторами [1976], Е.Д. Сулиди-Кондратьев, В.В. Козлов [1976а,б, 1977], В.В. Козлов, Е.Д. Сулиди-Кондратьев [1973а,б,в, 1976а,б], Ю.Я. Кузнецов с соавторами [1974] и многие другие.

Гибралтаро-Оманский краевой офиолитовый шов. Вдоль северного ограниченного Африканского континента и Аравийского субконтинента прослеживается крупный тектонический шов, который трассируется выходами гипербазитов и других членов офиолитовой ассоциации на протяжении более 7000 км от Гибралтарского пролива до Омана [Сулиди-Кондратьев, Козлов, 1976а,б]. Эту важную тектоническую линию предлагается называть Гибралтаро-Оманским офиолитовым швом. К югу от шва развиты платформенные области, включающие Сахарскую и Аравийскую плиты с эпиплатформенными орогенными областями Атласа и Леванта, а также миогеосинклинальные области Эр-Рифа — Телль-Атласа и Внешнего Загроса. На протяжении всего доступного для изучения отрезка времени, по крайней мере в фанерозое, здесь существовала кора континентального типа. К северу от Гибралтаро-Оманского шва расположен субокеанический пояс Тетиса, в пределах которого формировались альпийские эвгеосинклинали и сейчас продолжается развитие впадин с корой субокеанического типа.

По особенностям структуры Гибралтаро-Оманский шов отчетливо разделяется на периафриканскую и периаравийскую части: на западе внутри него развиты только массивы ультрабазитов, а на востоке — офиолитовая ассоциация в полном наборе. Эти различия связаны с разными стадиями развития Альпийско-Гималайского пояса в его отдельных частях. В Средиземноморье к северу от шва и сейчас происходит преобразование коры с формированием субокеанических впадин. В обрамлении Аравийского субконтинента близкие по характеру тектонические процессы, приведшие к возникновению эвгеосинклиналей с корой океанического типа, были проявлены в раннем мезозое.

В периафриканской части шва массивы гипербазитов расположены преимущественно среди выступов метаморфического цоколя Магрибской геосинклинальной системы, имеющего докембрийский возраст. Точных данных о времени внедрения гипербазитов и о характере их контактов с вмещающими породами нет, но допускаются большая древность материала, слагающего эти массивы, в сочетании с возможностью их более позднего подъема в виде протрузий.

В периафриканской части шва массивы гипербазитов сконцентрированы в Эр-Рифе [Kornprobst, 1976], в районе Орана, в Малой Кабилии. В Эр-Рифе выделяется массив Бени-Бушера, сопровождаемый небольшими выходами серпентинитов в районах Рас-Тарф и Сеута. Этот массив сложен преимущественно перидотитами с отдельными линзами пироксенитов, иногда с гранатом. Внешние части массива образованы серпентинитами, часто сильно брекчированными, близкими по характеру к серпентинитовому меланжу. Возникновение ассоциации перидотит-пироксенит здесь рассматривается как результат плавления вещества верхней мантии с последующей кристаллизационной дифференциацией и подъемом к поверхности вдоль глубинного шва. Массив обрамлен выходами гнейсов, принадлежащих наиболее древнему комплексу Эр-Рифа — бенибушеридам. Предполагается древний возраст формирования пород массива, так как пересекающие его дайки гранита имеют радиометрический возраст около 440 млн. лет, а гальки гипербазитов содержатся в палеозойских породах. Однако здесь же получены датировки, соответствующие олигоцену-аквитану [Loomis, 1975], что свидетельствует о сложной эволюции массива. Восточнее, на островах Хабибас, наблюдаются отдельные глыбы серпентинизированных перидотитов среди выходов миоценовых риолитов. Небольшие блоки серпентинитов отмечены в районе Орана. Они залегают здесь среди известняков юры и мела в виде протрузий. Крупный массив перидотитов развит в районе Колло, среди метаморфических пород Колльской Кабилии.

В восточной части шва ультрабазиты участвуют в сложной структуре, образуя основания покровных пластин. Сопутствующие им вулканогенные и осадочные образования офиолитовой ассоциации имеют раннемезозойский возраст. Формирование чешуйчато-надвиговой структуры с образованием серпентинитового меланжа произошло в позднем мелу. Примечательно, что и в этой части шва участки развития ультрабазитов совпадают с выходами метаморфических и интрузивных пород предположительно докембрийского возраста.

На Крите выделяется серия останцов тектонических покровов, в составе которых присутствуют серпентиниты, сопровождаемые меланжем, включающим основные эффузивы и глыбы известняков [Bonneau, 1976]. Далее к востоку офиолиты обнаружены в виде олистолитов на о. Карпатос [Aubouin et al, 1976]. В зоне шва расположена центральная часть о. Кипр. В последние годы были выполнены обширные работы в связи с тем, что офиолитовый комплекс Кипра рассматривается как модель океанической коры [Книппер, 1975; Мурс, Вайн, 1973; Пейве, 1969]. Здесь развиты крупные тела гипербазитов (Троодос, Келлаки). Выше гипербазитов залегают габбро, содержащие комплекс параллельных даек, представленных преимущественно диабазами. Они перекрыты мощной серией вулканических пород, включающих спилиты, пиллоулавы, пикриты. В юго-западной части Кипра имеются выходы песчаников и известняков с кремнями и красными яшмами. Известняки содержат поздне триасовую фауну. Позднетриасовый возраст офиолитов Троодоса подтвержден определениями радиологического возраста базальтов, показавшими 215 ± 10 млн. лет (покров Мамония). Выше расположен покров Парapedи с радиоларитами поздне мелового возраста. На вулканических породах Троодоса несогласно залегают известняки верхнего мела (скорее всего, маастрихтского возраста).

Развитие массива Троодос до второй половины позднего мела было достаточно сложным, о чем свидетельствует образование ряда покровов и тектонических меланжей из осадочных и вулканогенных пород [Baroz et al, 1976a,b; Bortoletti et al., 1976]. По мнению некоторых исследователей [Мурс, Вайн, 1973], ультрабазиты Троодоса близки по составу к материалу верхней мантии, внедрившемуся в виде мантийной протрузии. Оказалось также, что отношение изотопов стронция в базаль-

тах Троодоса выше, чем в толеитовых базальтах других океанических районов, что указывает на большую близость их к недифференцированной мантии. На основании изучения состава пиллоу-лав Кипра высказано предположение [Miyashiro, 1973] о развитии образовавшего их вулкана в островной дуге с относительно тонкой корой океанического типа.

Непосредственным продолжением офиолитового комплекса Кипра в северном обрамлении Аравийской плиты являются выходы офиолитовой ассоциации в северо-западной Сирии (Бассита и Курддар). Здесь развиты крупные тела ультрабазитов [Казьмин, Кулаков, 1965; Lapierre, Parrot, 1972], в значительной степени серпентинизированных. Выделяются габбро, сопровождаемые дайковой серией пиллоу-лав, толща кремнистых аргиллитов, радиоляритов и известняков с фауной позднего триаса. Эти породы интенсивно дислоцированы с образованием типичного офиолитового меланжа, слагающего серию покровных чешуй. На них трансгрессивно залегают известняки верхней части маастрихта.

Наиболее полно структура офиолитового шва изучена в последние годы в районах Загроса. В виде крупных покровов здесь залегают массивы серпентинитов, сопровождаемые офиолитовым меланжем. Они несогласно перекрыты известняками верхнего сенона [Штеклин, 1966; Книппер, 1975; Kashfi, 1976; Ricou, 1971, 1976; Aillean, Peters, 1972; Reinhardt, 1969].

Офиолитовая ассоциация широко распространена также в Омане. В виде аллохтонных пластин здесь расположены покровы Семайл и Хавасина. Верхний покров Семайл сложен преимущественно ультраосновными породами и габбро, с комплексом параллельных даек. Выше залегают спилиты. Покров Хавасина сложен пестрой по составу толщей пород, включающей радиоляриты, туфы различного состава, слоистые известняки, базальты, трахиты и риолиты. В виде крупных блоков среди этих пород заключены массивные известняки с фауной различного возраста от перми до мела. Эти породы образуют характерный офиолитовый меланж. Предполагается, что первоначально они залежали выше пород покрова Семайл. Породы офиолитовой ассоциации Омана, так же как и других районов этой части шва, несогласно перекрыты осадочными породами маастрихта.

В современной структуре Гибралтаро-Оманский шов можно рассматривать как узкую, в десятки километров зону чешуйчато-надвигового строения. Эта зона соответствует серии разломов глубокого заложения, разделяющей блоки с корой разного типа в настоящем или прошлом. Надвиги повсеместно направлены в сторону блоков с корой континентального типа.

Обращает на себя внимание дугообразное строение Гибралтаро-Оманского офиолитового шва, который может быть разделен на целую серию дуг, обращенных выпуклостью в сторону Африкано-Аравийского континента. Намечается некоторая аналогия между древними дугами в периаравийской части шва и молодыми субокеаническими дугами в его западной части, где они связаны, на наш взгляд, с формированием новейших субокеанических впадин Средиземноморья. Такое сопоставление дает основание предполагать общность механизма их формирования.

Следует подчеркнуть также еще одну важную особенность Гибралтаро-Оманского шва, свидетельствующую о его длительном унаследованном развитии. На всем протяжении вдоль шва имеет отчетливая концентрация крупных новейших разломов. Поэтому шов хорошо выражен в современном рельефе в виде четко проявленной оротектонической линии. Совпадение древнего шва, разграничивающего области с корой разного типа в раннем мезозое, с обусловленной новейшими разломами резкой границей в рельефе не может быть случайным. Отсюда следует, что более вероятны предположения о наличии вдоль этой границы глобального раздела литосферы. В процессе сложной геотектонической эволюции, приводящей к смене условий растяжения и сжатия, вдоль шва возникали тектонические покровы и чешуи, сопровождаемые офиолитовым меланжем, существенно усложнившие и замаскировавшие первичный характер краевого шва.

Гибралтаро-Оманский офиолитовый шов следует рассматривать как границу первого порядка, так как, по сравнению с принципиальными различиями в строении и развитии земной коры, особенности поверхностной структуры, в том числе

характер складчатости (геосинклинальная или платформенная), специфика магматизма и различия в наборе формаций должны являться критериями для выделения тектонических элементов низшего порядка.

Если принять Гибралтаро-Оманский шов в качестве южного ограничения субокеанического пояса Тетиса, то следует полагать, что аналогичная граница должна быть и к северу от него. В пределах Кавказа она совпадает с Главным Малокавказским, или Севанским, швом [Асланян, Сатиан, 1977]. Он прослеживается на территории Малого Кавказа более чем на 350 км при ширине порядка 20 км. По геофизическим данным, вдоль этого пояса намечается глубинный шов, проникающий в мантию. Он ограничивает с севера область с эвгеосинклинальным развитием. Его продолжением к западу служит Северо-Анатолийский офиолитовый пояс, а к востоку — тектонический шов Эльбруса, также маркированный выходами офиолитов.

Маргинальная часть Африкано-Аравийского континента. Перейдем теперь к характеристике основных тектонических элементов, расположенных к югу от Гибралтаро-Оманского шва. На севере Африки и Аравии вполне отчетливо обособляется широкая окраинная (маргинальная) полоса с повышенной мобильностью тектонического режима. Она включает разнородные тектонические элементы.

Миогеосинклинали образуют прерывистую узкую полосу, в которую входят структуры Эр-Рифа, Тель-Атласа, Внешнего Загроса. Они представляли собой относительно глубокие, но узкие прогибы, заложенные на коре континентального типа. Они разделяются на внешние зоны с накоплением терригенно-карбонатных флишвидных толщ и внутренние зоны, где формировались терригенные флиши. Отмечается усложнение структуры с приближением к внутренней зоне. Характерно развитие эвапоритового меланжа в виде "мыльного слоя" в основании покровов.

Краевые прогибы развиты на отдельных участках, примыкающих к миогеосинклиналям. Это Рарбский и Месопотамский прогибы. Они выполнены морскими и континентальными отложениями неогена. Особенностью обоих прогибов является то, что они открываются в сторону впадин Атлантики и Персидского залива с корой океанического и субокеанического типа.

Далее выделяются перикратонные прогибы: Евфратский, Восточно-Средиземноморский, Ливийско-Синайский. Это области длительного погружения с мощностью осадков порядка 10 км. Для них характерно длительное развитие. На северо-востоке Аравийской плиты формирование такого прогиба отмечается на протяжении всего фанерозоя.

Обособляются также блоки платформенного строения с относительно простой структурой и сокращенными мощностями отложений. Это сравнительно устойчивые глыбы Марокканской Месеты, Высоких Плато, Тунисского Сахеля, Алеппско-Мардинского блока, своего рода микроплиты или периферические массивы, для которых пока не найдено четкого определения в тектонической номенклатуре.

Платформенные глыбы отделены от остальной части платформы зонами со сложной структурой, которые имеют много общих черт с авлакогенами. Они включают зоны Высокого, Сахарского и Тунисского Атласа, а также Пальмириды. Эти зоны занимают краевое положение по отношению к платформе, отделяя от нее более мобильную область со всеми тектоническими элементами, о которых говорилось ранее. Краевые авлакогены представляют собой системы линейных складок, образовавшихся на месте борозд в теле платформы. Они выполнены отложениями платформенного типа несколько повышенной глубинности по сравнению со смежными частями платформы. Мощность отложений приближается к 10 км и сопоставима с мощностью их в миогеосинклинальных зонах. Развитие такого прогиба завершается складкообразовательными движениями, при которых возникает внутриплатформенная складчатая зона.

Субокеанические впадины Средиземного моря. Проблемы строения и генезиса глубоководных впадин Средиземноморья в последние годы привлекают большое внимание в связи со значительными геолого-геофизическими исследованиями, выполненными как в пределах акватории, так и в обрамляющих Средиземное море тектонических сооружениях (рис. 2, см. вкл.). Эти исследования включают изуче-

ние выполняющих впадины отложений [Heezen et al., 1971; Montadert, Letouzey, 1975; Seii, Fabbri, 1971; Biju-Duval et al., 1976], батиметрии [Maley, Johnso, 1971], сейсмичности [Ritzema, 1972], сеймопрофилирование [Finnetti et al., 1970], анализ гравитационного [Rabinowitz, Ryan, 1970] и магнитного [Маловицкий, Осипов, 1975] полей, геологического и тектонического строения [Маловицкий и др., 1975; Маловицкий, Казаков, 1975; Biju-Duval et al., 1974; McKenzie, 1970].

Проведенный сравнительный анализ строения и развития субокеанических впадин Средиземноморья позволил наметить стадии формирования впадин и установить эволюционный ряд в их развитии.

1. *Стадия утонения континентальной коры.* В этой стадии сейчас находятся Левантская, а также некоторые другие периферические впадины Средиземноморья (Альборанская, Северо-Балеарская, Тунисско-Сицилийская). В эту стадию происходит сравнительно слабое утонение коры, которая остается по своему типу переходной между корой континентального и субокеанического типов. В отдельных небольших участках преобразование коры приводит к формированию коры субокеанического типа. Значительное прогибание способствует формированию неконсолидированных осадков повышенной мощности, имеющих турбидитную природу [Le Pichon et al., 1972]. При дальнейшей эволюции подобные впадины могут превратиться в настоящие субокеанические впадины. В другом варианте процесс преобразования коры может закончиться, и тогда на месте впадины возникнут тектонические сооружения, подобные эпиплатформенной орогенной области Атласа.

2. *Стадия дифференцированной деструкции континентальной коры.* В этой стадии сейчас находится впадина Эгейского моря. Дальнейшее утонение коры приводит к ее частичной деструкции, которая проявлена дифференцированно. Территория впадины распадается на отдельные горсты и более крупные глыбовые поднятия, расчлененные тектоническими трогами, в которых происходит деструкция континентальной коры. Этот процесс сопровождается образованием локальных глубоководных впадин, высокой сейсмичностью, вулканизмом андезитовой формации (известково-щелочные вулканы) в виде вулканических дуг (Критская дуга), сопровождаемых зонами Заварицкого—Бениофа, вдоль выходов которых в глубоководных желобах формируются надвиги и олистостромы.

3. *Стадия общей деструкции континентальной коры.* В этой стадии находится Тирренская впадина с корой субокеанического типа в центральной части. Здесь происходит деструкция континентальной коры с постепенным исчезновением ее реликтов. Сама впадина перекрыта чехлом турбидитных осадков. В центральной части преобладает основной вулканизм (толеитовые и щелочные базальты), что приводит к резко дифференцированному магнитному полю. По периферии впадины образуются андезитовые вулканические дуги (Калабрийско-Сицилийская дуга с типичной известково-щелочной серией базальт-риолитов с преобладанием латит-андезитов) [Barberi et al., 1973] с зонами Заварицкого—Бениофа. По периферии впадины также проявлены тангенциальные напряжения, приводящие к надвигообразованию в стороны от впадины.

4. *Стадия завершения деструкции континентальной коры.* Вероятно, в этой стадии находится Ионическая впадина. На протяжении этой стадии заканчивается формирование субокеанической впадины, тогда как преобразование континентальной коры, сопровождаемое вулканизмом андезитовой формации, происходит лишь по периферии в небольших масштабах. Впадина приобретает выровненное дно, становится асейсмичной.

5. *Стадия стабилизации субокеанической коры.* В этой стадии находится Алжиро-Прованская котловина с корой субокеанического типа. К началу этой стадии формирование субокеанической коры было закончено, после чего впадина испытывает лишь общее прогибание, которое частично компенсируется осадконакоплением. О преобразовании коры в прошлом свидетельствуют реликты вулканических дуг по периферии при отсутствии современного вулканизма.

Представления об эволюционном ряде и стадиях развития субокеанических впадин Средиземноморья подтверждаются данными о возрасте их формирования, так как палеогеографические и палеовулканические реконструкции позволяют опре-

делить начало деструкции. Для Алжиро-Прованской впадины оно приходится на ранний миоцен, для Ионической — поздний миоцен—ранний плиоцен, для Тирренской — средний плиоцен, для Эгейской — плейстоцен.

Очевидно, что в пределах Альпийско-Гималайского пояса формирование подобных субокеанических впадин происходило и в прошлом, что позволяет говорить о субокеаническом поясе Тетиса. Например, можно сопоставить палеоструктуры Атласской области в титоне—палеогене с современными структурными элементами Восточного Средиземноморья: Геленский желоб соответствует миогеосинклинальному прогибу Телль-Атласа—Эр-Рифа, массив о. Крит — выступам кристаллического основания Себтид и Кабирид, Эгейская впадина — Алжиро-Прованской впадине, Центрально-Средиземноморский вал — области Высоких плато, впадины Геродота и Финикийская — авлакогену Берберид.

На основании всех имеющихся материалов, прежде всего гравиметрических данных и сейсмического профилирования, составлена карта мощностей консолидированной коры (см. рис. 1), на которой показаны также мощности осадочного чехла. Строение коры в этом регионе резко дифференцировано с обособлением площадей развития кор континентального, переходного (субконтинентального, субокеанического) и океанического типов. Средние мощности их соответственно равны 45—30, 30—15 и 15—5 км. Осадочный чехол достигает 10—12 км в пределах Сицилийско-Тунисского порога, побережья Африки и Аравии в области Ливийско-Синайского и Восточно-Средиземноморского перикратонных прогибов. Значительные мощности осадочного чехла отмечаются в Берберском и Пальмирском авлакогенах, а также в Рифско-Телльской миогеосинклинали и миогеосинклинали Внешнего Загроса.

Важно отметить, что по периферии практически всех субокеанических котловин выявляется "гранитный" слой коры, утоняющийся до полного выклинивания к центру наиболее прогнутых впадин.

Вместе с тем даже в центре Тирренской впадины установлено путем драгирования наличие различных пород палеозоя—триаса, что свидетельствует о присутствии здесь реликтов континентальной коры.

Представляет интерес анализ соотношений мощностей и характера консолидированной коры и осадочного выполнения впадин. Предполагается, что впадины с малой мощностью осадочного чехла (Тирренская, частично Алжиро-Прованская) возникли на месте срединных массивов (Тирренида), тогда как впадины с большими мощностями осадочного чехла сформировались на месте геосинклинальных (Эгейская) или перикратонных (Левантйская и, возможно, Ионическая) прогибов. Различия в составе и строении консолидированной коры также дают основания для проведения типизации впадин.

Новейшие исследования дали возможность получить представления о времени и механизме формирования впадин Средиземноморья, в частности о том, что эти впадины находятся в разных стадиях развития [Беркхемер, Харси, 1970], о преобразовании в пределах впадин континентальной коры в кору промежуточного типа в результате активного диапиризма мантии [Bemmelen, 1972], о "раскрытии" впадин вследствие рифтинга и спрединга [Зоненшайн и др., 1976; McKenzie, 1970, 1972; Dewey et al., 1973] и миграции микроконтинентов Корсики и Сардинии [Auzendo et al., 1973], о сочетании подъема колонны мантийного материала с конвекционными течениями в мантии при образовании впадин средиземноморского типа — модель радиального спрединга [Alvarez, 1972] и о возникновении подобных впадин в условиях растяжения, сопровождающего формирование субокеанических впадин, — модель ареального спрединга [Козлов, Сулиди-Кондратьев, 1976].

Геодинамическая модель геосинклинально-складчатых поясов. Геологическую историю Средиземноморья можно рассматривать как чередование эпох становления континентальной коры, происходивших длительное время, с эпохами деструкции этой коры, которые ограничивались сравнительно небольшими возрастными интервалами. С геодинамических позиций этот процесс можно представить как последовательную смену условий сжатия и растяжения.

Анализ тектонического развития в докембрии, палеозое и мезозое убеждает нас в том, что происходит в основном наращивание континентальной коры с юга на север и только на сравнительно коротких этапах и на ограниченных участках наблюдается ее деструкция. Процесс деструкции в районах субокеанических впадин в кайнозой более быстрый и протекает более энергично, чем процесс становления континентальной коры.

Предполагается, что субокеанические впадины являются новообразованными, где происходит процесс переработки континентальной коры. Строение подобных субокеанических впадин хорошо согласуется с представлениями о роли в их формировании мантийных диапиров. Одновременно с преобразованием коры во впадинах по их периферии формируются вулканические дуги субокеанического типа с вулканизмом андезитовой формации.

Представления о наличии мантийного диапира под субокеаническими впадинами подтверждаются геофизическими данными, которые указывают на наклон кровли мантии в сторону от котловины под углом до 12° [Berry et al., 1969]. Большой наклон кровли должен влиять на структуру коры и приводить к напряженному состоянию, следствием которого должно быть смещение масс в этом же направлении. В Алжиро-Прованской и Тирренской впадинах фиксируется волновод на глубинах 80–180 и 50–60 до 200 км [Ritzema, 1972]. Формирование этих впадин сопровождалось образованием шарьяжей по периферии.

Предполагается, что ранее в мезозое и кайнозое на месте впадин существовали глыбы континентальной коры типа срединных массивов (Тирренида), являющиеся относительно поднятыми областями — источниками сноса терригенного материала. Эти поднятия обрамлялись флишевыми прогибами, в которых шло накопление разнородных флишевых комплексов (в Атласской области — флиши массивского, мавританского и других типов). В начале неогена огромные количества обломочного материала поступили во впадину Восточной Атлантики, где турбидиты и олистостры сформировали гигантский покров ("олистохор"). Некоторые исследователи сопоставляют объем материала этого покрова с объемом всей сиалической оболочки Алжиро-Прованской и Тирренской впадин [Faure-Mure, Choubert, 1975]. Следует подчеркнуть, что вдоль окраин впадин Средиземноморья развиты выступы гранито-гнейсового фундамента. Возможно, они являются реликтами приподнятых глыб континентальной коры, ранее существовавших на месте впадин и уничтоженных процессами деструкции.

Эти выводы согласуются с геологическими материалами по Алжиро-Прованской котловине, так как в центральной части Атласской области к югу от Алжиро-Прованской котловины отчетливо проявлены тангенциальные деформации, величина которых постепенно ослабевает в сторону от котловины [Козлов, Сулиди-Кондратьев, 1972]. Они привели здесь к последовательной смене зон: покровов — чешуй — взбросов и сдвигов — флексур — асимметричных прогибов (с более крутым северным бортом). Близкая зональность, но в обратном направлении проявлена по северному обрамлению котловины в Бетской Кордильере. Вулканические районы занимают преимущественно тыловое положение [Милановский, Короновский, 1973] по отношению к зоне покровов. Именно здесь вполне могли возникнуть благоприятные условия для проявления вулканизма в связи с ростом мантийного диапира и расползания блоков литосферы в сторону от него.

Формирование субокеанических впадин Средиземноморья сопровождалось условиями растяжения, что подтверждается не только характером тангенциальных деформаций по ее периферии, но и наличием структур растяжения в пределах самих впадин. К ним принадлежит Гибралтарский рифт, раскрытие которого произошло в начале плиоцена, вызвав быструю ингрессию плиоценового моря [Hsü, 1972, 1973]. О рифтовой природе Гибралтарского пролива свидетельствуют его грабенообразное строение, согласованность структур на противоположных берегах, наличие резко положительной гравитационной аномалии, батиметрические данные. Другой структурой растяжения является рифт Тунисского пролива, выделяемый в качестве одного из звеньев протяженной Европейско-Африканской рифтовой системы. Вместе с тем в пределах впадин Средиземноморья нет ни срединных

хребтов, ни щелевых рифтов, ни симметрично расположенных полосовых аномалий магнитного поля, которые обычно свойственны областям разрастания океанической коры, иначе говоря — спрединга. Предполагается, что в субокеанических впадинах были проявлены области преобразования коры особого типа, которые предполагается называть ареальным спредингом (площадным рифтогенезом) в отличие от областей линейного спрединга, свойственного срединно-океаническим хребтам и щелевым рифтам.

Рассматриваемый механизм представляется более приемлемым, чем построения, основанные только на принципе тектоники плит, связывающем формирование структуры Средиземноморья с относительными перемещениями Евроазиатской и Африканской плит с формированием между ними микроконтинентов, испытывавших сложные, хаотические перемещения во времени и пространстве. В основе концепции новой глобальной тектоники лежат представления о формировании новообразованной коры океанического типа, иначе говоря — о разрастании океанического дна, или спрединге. При этом происходит заполнение щели между расходящимися плитами магматическими породами основного и ультраосновного состава, формирующими океаническую кору. Эти представления во многом согласуются с данными о строении срединно-океанических поднятий и рифтов. Однако детальное изучение Красноморского рифта показало важную особенность строения, которая не укладывается в концепцию новой глобальной тектоники и требует своего объяснения.

Как известно, Красноморский рифт имеет симметричное строение с осевым грабеном, образованным корой океанического типа, по обе стороны которого расположены ступенчато погруженные блоки и далее плечи рифта в виде полусводов. Установлено, что мощность коры в пределах погруженных блоков (внешних частей грабена) сокращена по сравнению с плечами рифта. Общая мощность коры здесь около 24 км, что на 10–15 км меньше, чем в сопредельных частях на полусводах, примыкающих к рифту. Утонение коры в рифте происходит за счет гранитного слоя коры, которую в этом случае следует считать субконтинентальной. В случае проявления лишь одного спрединга дивергирующие края плит не должны отличаться мощностью коры от основных (внутренних) частей. Аналогичное явление отмечается в субокеанических впадинах Средиземноморья, где при полном или частичном отсутствии гранитного слоя коры отмечается периферическая зона, в которой гранитный слой имеет резко сокращенную мощность и постепенно (или ступенчато) утоняется к внутренним частям впадины.

Утонение коры на краях расходящихся плит механизмом спрединга не доказывается. На наш взгляд, такое утонение коры может быть объяснено процессами деструкции континентальной коры, происходящими одновременно с формированием коры океанического типа. Деструкция континентальной коры и одновременная конструкция океанической коры могут рассматриваться в этом случае в качестве единого полигенетического процесса преобразования коры, который может реализовываться разными путями. Наряду с щелевым раскрытием (линейный спрединг) проявляются области, в которых процесс преобразования коры имеет площадной характер (ареальный спрединг).

Деструкция континентальной коры происходит в результате сочетания различных процессов (рис. 3, см. вкл.):

а) сводообразования с одновременным разрушением гранитного слоя путем денудации (наличие полусводов по обрамлению Красноморского рифта или развитие приподнятого блока Тиррениды в Западном Средиземноморье);

б) щелевого раскрытия (линейный спрединг) с выполнением щели между расходящимися плитами корой океанического типа (Красноморский рифт);

в) площадного растяжения коры в результате ареального спрединга, намечаемого в субокеанических впадинах Средиземноморья;

г) глубинного преобразования гранитного слоя при внедрении основного и ультраосновного материала (базификация), что приводит к утонению гранитного слоя в краевых частях литосферных плит.

В качестве дополнительного механизма преобразования коры следует рассмотреть возможные процессы, связанные с островными вулканическими дугами, сопря-

женными с зонами Заварицкого—Бениофа. В Средиземноморье такие дуги расположены по обрамлению субокеанических впадин, находящихся в разных стадиях эволюции: Крито-Родосская дуга — по периферии Эгейской впадины, Калибрийско-Сицилийская (Липарская) дуга — по периферии Тирренской впадины и Рифско-Кабильская дуга — по периферии Алжиро-Прованской впадины. Активный вулканизм в этих дугах соответствует стадиям дифференцированной и общей деструкции континентальной коры. Его следует объяснять плавлением утоненной континентальной (субконтинентальной) коры по периферии впадин. Характерно при этом, что надвиги в сторону континента образовались перед фронтом Кабилид (вулканическая неогеновая островная дуга), тогда как в пределах кристаллических массивов Кабилид преобладали условия растяжения, способствовавшие проявлению вулканизма. Такие представления согласуются с данными об условиях растяжения при формировании субокеанических впадин Средиземноморья. В этом варианте зоны Заварицкого—Бениофа следует рассматривать в качестве глубинных надвигов, связанных с формированием субокеанических впадин. Характерно, что по этим надвигам на поверхность выведены древние блоки континентальной коры, включающие массивы ультраосновных пород мантийного происхождения.

В заключение предлагается рассматривать современное Средиземноморье с его сложной системой впадин внутренних морей как реально существующую геодинамическую модель, применимую, в частности, к эволюции Тетиса в мезозое, а в общем — и к развитию других межконтинентальных геосинклинально-складчатых поясов геологического прошлого.

ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г.Д.* Шарьяжи в геосинклинальных поясах. М.: Наука, 1977.
- Асланян А.Т., Сатуан М.А.* К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. — Изв. АН АрмССР. Науки о земле, 1977, № 4—5.
- Беркхеммер Х., Харси Дж.* Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралес В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976.
- Казьмин В.Г., Кулаков В.В.* Офиолитовая формация Северо-Западной Сибири. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1965, № 2.
- Книппер А.Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975.
- Козлов В.В., Сулиди-Кондратьев Е.Д.* Тектонические формации в перигеосинклинальных областях на примере Северной Африки и Аравии. — В кн.: Внутренняя геодинамика. Л., 1972, вып. 2.
- Козлов В.В., Сулиди-Кондратьев Е.Д.* Основные черты металлогении Атласской активизированной области и ее отличия от металлогении Альпийской геосинклинальной системы Юго-Западного Средиземноморья. — В кн.: Металлогения активизированных областей. Иркутск, 1973а.
- Козлов В.В., Сулиди-Кондратьев Е.Д.* О стадийности и направленности в эволюции основного вулканизма северо-востока Африкано-Аравийской платформы. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973б.
- Козлов В.В., Сулиди-Кондратьев Е.Д.* Плитовая тектоника и зональность магматизма и оруденения в Западном Средиземноморье. — В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., 1973в.
- Козлов В.В., Сулиди-Кондратьев Е.Д.* Металлогения областей ареального спрединга. — В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. М., 1976а.
- Козлов В.В., Сулиди-Кондратьев Е.Д.* Структура и металлогения Гибралтаро-Оманского офиолитового шва. — В кн.: Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей. Свердловск, 1976б.
- Кузнецов Ю.Я., Сулиди-Кондратьев Е.Д., Козлов В.В.* Тектонические элементы северной части Африкано-Аравийского континента. — Геотектоника, 1974, № 2.
- Маловицкий Я.П., Емельянов Е.М., Казаков О.В.* и др. Геологическое строение дна Средиземного моря (по данным комплексных геолого-геофизических исследований). — В кн.: Гидрологические и геологические исследования Средиземного и Черного морей. М., 1975.
- Маловицкий Я.П., Казаков О.В.* Тектоническая карта дна Средиземного моря. — В кн.: Гидрологические и геологические исследования Средиземного и Черного морей. М., 1975.
- Маловицкий Я.П., Осипов Г.В.* Аномальное магнитное поле Средиземного моря и его возможная геологическая природа. — Геофиз. сб. АН СССР, 1975, вып. 65.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Наука, 1973.
- Муратов М.В.* Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975.
- Мурс Э.М., Вайн Дж.Ф.* Массив Тродос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора. — В кн.: Петрология эвер-

- женных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4.
- Сулиди-Кондратьев Е.Д., Козлов В.В. Глубинные структуры северного обрамления Африкано-Аравийского континента и их возможные аналоги в Тихоокеанском поясе. — В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976а.
- Сулиди-Кондратьев Е.Д., Козлов В.В. О границе между Африканской и Евразийской плитами. — В кн.: Прикладная геоморфология. М.: 1976б.
- Сулиди-Кондратьев Е.Д., Козлов В.В. Эволюционный ряд субокеанических впадин Средиземного моря. — В кн.: I съезд советских океанологов. М.: Наука, 1977, вып. 3.
- Хаин В.Е. Внеальпийская Европа и Западная Азия: Региональная геотектоника. М.: Недра, 1977.
- Штеклин И. Тектоника Ирана. — Геотектоника, 1966, № 1.
- Alleman F., Peters T. The ophiolite-radiolarite belt of the north-Oman mountains. — Geol. helv., 1972, vol. 65, N 3.
- Alvarez W. Uncoupled convection and subcrustal current ripples in the western Mediterranean. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1972(1973), N 132.
- Aubouin J., Bonneau M., Davidson J. Contribution à la géologie de l'arc égéen: l'île de Karpathos. — Bull. Soc. géol. France, 1976, vol. 18, N 2.
- Auzendo J.M., Bonnin J., Olivet J.L. The origin of the western Mediterranean Basin. — J. Geol. Soc., 1973, vol. 120, N 6.
- Barberi F., Gasparini P., Junocenti F., Villari L. Volcanism of the southern Tyrrhenian Sea and its geodynamic implications. — J. Geophys. Res., 1973, vol. 78, N 23.
- Baroz F., Desmet A., Lapiere H. Eastern Mediterranean ophiolites present along the north of the Arabian plate could have been formed in a marginal basin. — In: 25th Intern. Geol. Congr. Abstrs. Canberra, 1976a, vol. 1.
- Baroz F., Desmet A., Lapiere H. Les traits dominants de la géologie de Chypre. — Bull. Soc. géol. France, 1976b, vol. 18, N 2.
- Bemmelen R.W. van. Driving forces of Mediterranean orogeny (Tethyan test case). — Geol. en mijnbouw, 1972, vol. 51, N 5.
- Berry M.J., Knopoff L., Mueller St. The low-velocity channel of the Upper Basin. — Rapp. et proc.-verb. reun. Comm. intern. explor. Sci. Mer. Méditerran. Monaco, 1969, vol. 19, N 4.
- Biju-Duval B., Dercourt J., Le Pichon X. La genèse de la Méditerranée. — Recherche, 1976, vol. 7, N 71.
- Biju-Duval B., Letouzey J., Montadert L. et al. Geology of the Mediterranean Sea Basins. — In: Geology of Continental Margins. Berlin etc., 1974.
- Bonneau M. Esquisse structurale de la Crête alpine. — Bull. Soc. géol. France, 1976, vol. 18, N 2.
- Bortoletti V., Lapiere H., Piccardo G.B. Tectonics of the Troodos Massif (Cyprus): preliminary results. — Tectonophysics, 1976, vol. 35, N 4.
- Dewey I., Pitman W.G., Ryan B.F., Bonnin I. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. 1973. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, N 10.
- Faure-Mure A., Chouber G. Proposition d'un nouveau modèle tectonique pour la Méditerranée occidentale. — C.r. Acad. sci., 1975, N 17.
- Fennetti I., Morelli C., Zarudski E. Reflection seismic study of the Tyrrhenian Sea. — Boll. geofis. teor. ed appl., 1970, vol. 12, N 48.
- Heezen B.C., Gray C., Serge A.G., Zarudski E.F.K. Evidence of foundered continental crust beneath the central Tyrrhenian Sea. — Nature, 1971, vol. 229, N 5283.
- Hsü K.J. When the Mediterranean dried up. — Sci. Amer., 1972, vol. 227, N 6.
- Hsü K.J. The desiccated deep-basin model for the Messinian events. — In: Messinian Events Mediterranean. Amsterdam; London, 1973.
- Kashfi M.S. Plate tectonics and structural evolution of the Zagros geosyncline, southwestern Iran. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, vol. 87, N 10.
- Kornprobst J. Signification structural des péridotites dans l'orogène béticorifain: arguments tirés de l'étude des détritiques observés dans les sédiments paléozoïques. — Bull. Soc. géol. France, 1976, vol. 18, N 3.
- Lapierre H., Parrot J.E. Identité géologique des régions de Paphos (Chypre) et du Baër-Bassit (Syrie). — C.r. Acad. sci., 1972, vol. D 274, N 14.
- Le Pichon X., Pautot G., Weill J.P. Opening of the Alboran Sea. — Nature Phys. Sci., 1972, vol. 236, N 67.
- Loomis T.P. Tertiary mantle deepening, orogeny and plate tectonics East of the strait of Gibraltar. — Amer. J. Sci., 1975, vol. 275, N 1.
- Maley T.S., Johnson G.L. Morphology and structure of the Aegean Sea. — Deep-Sea Res., 1971, vol. 18, N 1.
- McKenzie Dan. Plate tectonics of the Mediterranean region. — Nature, 1970, vol. 226, April 18.
- McKenzie Dan. Active tectonics of the Mediterranean region. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1972, vol. 30, N 2.
- Miyashiro A. The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, vol. 19, N 2.
- Montadert L., Letouzey J. Structure de la marge méditerranéenne d'après des études de détail effectuées pour le leg 42 du Glomar Challenger. — Bull. Soc. géol. France, 1975, vol. 17, N 4.
- Rabinowitz Ph.D., Ryan W.B.F. Gravity anomalies and crustal shortening in the Eastern Mediterranean. — Tectonophysics, 1970, vol. 10, N 5/6.
- Reinhardt B.M. On the genesis and emplacement of Ophiolites in the Oman mountain geosyncline. — Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1969, N 49(1).
- Ricou L.-E. Le croissant ophiolitique peri-arabe, une ceinture de nappes mises en place au Crétacé supérieur. — Rev. géogr. phys. et géol. dyn., 1971, vol. 13, N 4.
- Ricou L.-E. Evolution structurale des Zagrides. La région chef de Neyriz (Zagros, iranien). — Mém. Soc. géol. France, Nouv. sér., 1976, t. 55, N 125.
- Ritzema A.R. Deep earthquakes of the Tyrrhenian Sea. — Geol. en mijnbouw, 1972, vol. 51, N 6.
- Selli R., Fabbri A. Tyrrhenian: a pliocene deep sea. — Atti Acad. naz. Lincei. Rend. Cl. sci. fis., mat. e natur., 1971, vol. 3.

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Средиземноморский пояс — не только одна из важнейших тектонических систем Земли [Муратов, 1975], но и крупнейшая нефтегазоносная структура. На долю 43 нефтегазоносных бассейнов, в той или иной степени связанных с ним (рис. 1), приходится две трети разведанных мировых запасов нефти и почти половина ее мировой добычи (1,5 млрд. т), которую осуществляют 33 государства Северной Африки, Южной Европы, Западной и Центральной Азии. К Средиземноморскому поясу тяготеет крупнейший нефтегазоносный бассейн Персидского залива, добыча нефти из которого составляет 1,1 млрд. т, а разведанные запасы оценены в 50 млрд. т нефти и 14,5 трлн.м³ газа [Алферов, Максимов, 1978].

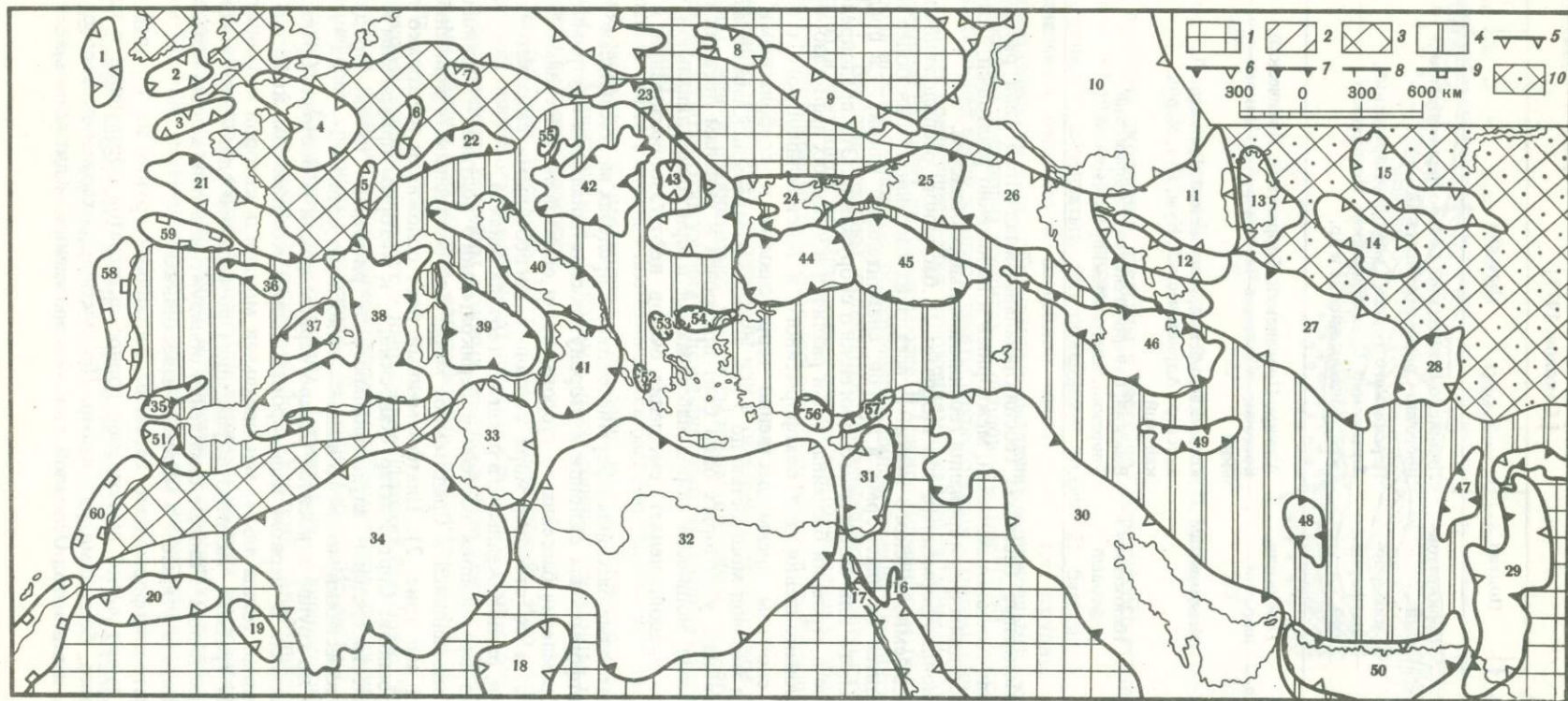
Средиземноморский тектонический пояс в различных своих частях имеет далеко не одинаковое строение. В его пределах получили распространение геосинклинальные прогибы, геосинклинальные поднятия, погребенные и приподнятые срединные массивы, складчатые и эпигеосинклинальные орогенные зоны, межгорные и краевые прогибы, эпирогенные рифты. Многие различия предопределены как неодинаковым уровнем тектонического развития отдельных частей Средиземноморского пояса, так и влиянием сопряженных с ним с севера и юга разнородных платформенных элементов.

На севере пояс сочленяется с системой эпикалеозойских (Западно-Европейская и Центрально-Евразийская) и докембрийской (Восточно-Европейская) платформ, а с юга его обрамляют только древние Африкано-Аравийская и Индостанская платформы. Все это предопределяет специфику нефтегазоносных бассейнов, отвечающих различным по размерам и степени прогибания депрессионным областям, тяготеющим или к зонам сочленения Средиземноморского пояса с платформами или ко внутренним частям пояса. Первые выделяются в группу окраинно-платформенных нефтегазоносных бассейнов, вторые — геосинклинально-складчатых (таблица).

Окраинно-платформенные бассейны отвечают областям прогибания, формирующимся в результате взаимодействия краевых частей платформ со смежными геосинклинальными областями. На ранних этапах существования последних, в палеозое и мезозое, бассейны представляют перикратонные прогибы, а на более поздних, в палеогене и неогене, когда геосинклинальные области, испытав инверсию, превратились в орогенные складчатые сооружения, бассейны в значительной своей части совпадают с краевыми прогибами. Бассейны, связанные со стадией формирования перикратонных прогибов, выделяются в перикратонный подтип, а со стадией краевых прогибов — в складчато-платформенный.

Рис. 1. Бассейны Средиземноморского пояса

1 — древние платформы; 2 — Западно-Европейская платформа; 3 — эпигерцинская орогенная область Атласа; 4 — Средиземноморский пояс; 5–9 — границы бассейнов; 5 — внутриплатформенных (1 — Поркьюпайн, 2 — Ирландский, 3 — Кельтский, 4 — Англо-Парижский, 5 — Ронский, 6 — Рейнский, 7 — Тюрингский, 8 — Припятский, 9 — Днепрово-Донецкий, 10 — Волго-Уральский, 11 — Северо-Устюртский, 12 — Мангышлакский, 13 — Аральский, 14 — Кызыл-Кумский, 15 — Чусарьсуйский, 16 — Акаба, 17 — Суэцкий, 18 — Мурзук, 19 — Регган, 20 — Тиндуф), 6 — складчато-платформенных (21 — Армориканско-Аквитанский, 22 — Предальпийский, 23 — Предкарпатский, 24 — Северо-Черноморский, 25 — Азово-Кубанский, 26 — Терско-Каспийский, 27 — Восточно-Туркменский, 28 — Афгано-Таджикский, 29 — Сулейман-Киртарский, 30 — Персидского залива, 31 — Восточно-Средиземноморский, 32 — Ливийско-Египетский, 33 — Тунисско-Сицилийский, 34 — Алжирский), 7 — геосинклинальных и межгорных (35 — Андалузский, 36 — Эбро, 37 — Балеарский, 38 — Алжиро-Прованский, 39 — Тирренский, 40 — Адриатический, 41 — Ионический, 42 — Паннонский, 43 — Трансильванский, 44 — Западно-Черноморский, 45 — Восточно-Черноморский, 46 — Южно-Каспийский, 47 — Гильмендский, 48 — Лут, 49 — Кум, 50 — Макранский, 51 — Марокканский), 8 — наложенно-рифтовых (52 — Эпирский, 53 — Салоникский, 54 — Северо-Эгейский, 55 — Венский, 56 — Анатолийский, 57 — Аданский), 9 — перикратонных (58 — Португальский, 59 — Северо-Испанский, 60 — Эссауира)



Эволюционно-тектонические типы нефтегазоносных бассейнов Средиземноморского пояса
[Соколов, 1977]

Тип	Подтип	Бассейн	Общее количество
Окраинно-платформенный	Перикратонный	Ливийско-Египетский, Северо-Черноморский, Восточно-Средиземноморский	3
	Складчато-платформенный	Персидского залива, Сулейман-Киртарский, Алжирский, Предкарпатские, Предкавказские, Предальпийские и др.	15
Геосинклинально-складчатый	Геосинклинальный	Алжиро-Прованский, Тирренский, Ионический, Восточно- и Западно-Черноморский, Макранский	6
	Межгорный	Южно-Каспийский, Паннонский, Трансильванский, Адриатический, Кум, Лут, Марокканский	10
	Наложенно-рифтовый	Венский, Северо-Эгейский, Салоникский, Эпирский, Анатолийский, Балеарский	9

Нефтегазоносные бассейны геосинклинально-складчатого типа распадаются на три подтипа: геосинклинальный, межгорный и наложенно-рифтовый, — отвечающие основным стадиям формирования геосинклинальных областей.

Окраинно-платформенный тип включает 18 бассейнов, расположенных по периферии Средиземноморского пояса. У всех этих бассейнов один более обширный борт находится на платформе, а другой, сравнительно узкий, — в пределах геосинклинального или складчатого орогенного сооружения. Это предопределяет как асимметрию в строении бассейна, так и различия в условиях нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции для платформенного и геосинклинального его склонов. Бассейны сложены преимущественно терригенными и карбонатными толщами кайнозоя и мезозоя мощностью до 5 км, а также и палеозойскими образованиями в тех бассейнах, у которых один борт приурочен к склонам древних платформ. Максимальные мощности пород наблюдаются в пригеосинклинальной части бассейнов, что предопределяет смещение очагов нефтегазообразования в этом направлении.

Перикратонные бассейны сформировались в пределах моноклинально погружающихся платформенных склонов в сторону геосинклинальных внутриматериковых морей. Обрамление бассейна со стороны суши образовано выступами фундамента платформы, а со стороны моря связано с погребенными складчато-блоковыми элементами, расположенными в пределах геосинклиналей.

Один из крупнейших бассейнов перикратонного подтипа — Ливийско-Египетский, открывающийся в Средиземное море. Его подводным ограничением служит Эплинский вал (рис. 2). Платформенный борт осложняют несколько грабенообразных прогибов: Сирт, Каттар, Каирский, — к которым приурочены нефтяные и газовые месторождения антиклинального и рифового типов. Продуктивны в основном известняки мелового и палеогенового возраста.

К этой же группе относятся Северо-Черноморский и Восточно-Средиземноморский бассейны. В первом нефтепроизводящем комплексе является осадочно-вулканогенная толща альба, максимальная мощность которой наблюдается в Каркинитском грабене, частично выраженном по верхним слоям интрузивным Тарханкутским валом. Газовые скопления обнаружены в отложениях майкопа, эоцена и палеоцена, а нефтяные — в меловых известняках.

Складчато-платформенные бассейны составляют группу из 15 представителей. Все они имеют четко выраженное горное складчатое обрамление и отличаются, как правило, большими размерами. Продуктивны отложения палеозоя, мезозоя, палеогена и миоцена. Основной тип месторождений — антиклинальные складки.

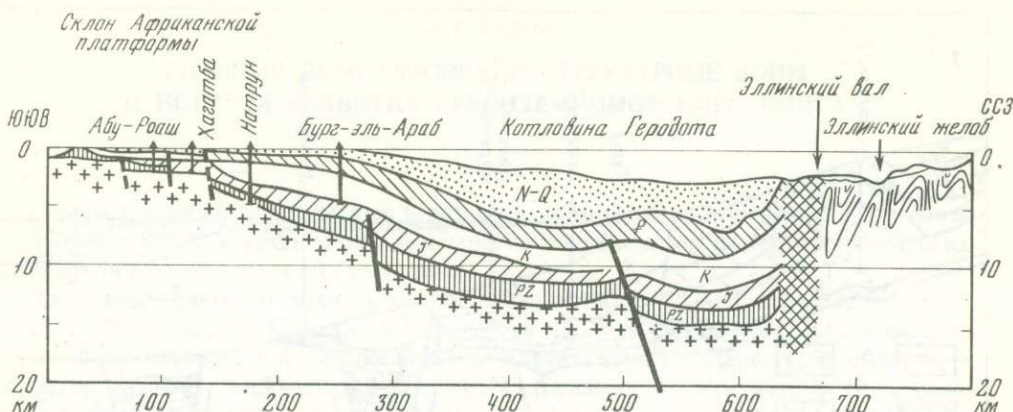


Рис. 2. Разрез Ливийско-Египетского бассейна (по Я.П. Маливицкому [1978])

Наиболее крупные скопления известны в бассейне Персидского залива, а также в Алжирском и Карпато-Балканском.

Геосинклинально-складчатый тип объединяет около 25 бассейнов. К подтипу геосинклинальных отнесено 6 бассейнов мергегенов¹, т.е. крупных депрессий с корой океанического типа, обрамленных различными выраженными складчатыми зонами и блоками срединных массивов [Соколов, Бурлин, 1976]. Бассейны этого подтипа на большей своей площади заняты глубоководным морем. Мощность разреза, слагаемого преимущественно отложениями кайнозоя, меняется от нескольких (Тирренский бассейн) до 15 км и более. В Алжиро-Прованском бассейне значительную роль играют эвапориты, образующие соляно-купольные поднятия [Яншин и др., 1978]. Все эти бассейны отличаются незначительной нефтегазоносностью. Продуктивны в основном песчаники неогена на месторождениях, обнаруженных по осушенным перифериям бассейнов, или непосредственно в прибрежных районах [Ованесов и др., 1977].

10 межгорных бассейнов приурочены или к обширным межгорным депрессиям (4 бассейна), или к сравнительно узким тыловым прогибам, образованным на сочленении складчатых сооружений с приподнятыми блоками срединных массивов (6 бассейнов).

Наибольшей нефтегазоносностью отличаются бассейны первой подгруппы: Южно-Каспийский, занимающий переходное положение к геосинклинальному подтипу, Паннонский и Адриатический. Основные продуктивные горизонты приурочены к отложениям неогена и палеогена.

Бассейны тыловых прогибов (Лут, Кум, Гильмендский, Эбро, Андалузский, Марокканский) при небольших размерах имеют достаточно сложное асимметричное строение и напоминают бассейны краевых прогибов. Они также сложены в основном породами неогена и палеогена, содержащими очень незначительное количество нефти и газа.

Своеобразную группу образуют 9 наложенно-рифтовых бассейнов. Это грабеновые прогибы с горным и подводно-грядовым обрамлением, сформировавшиеся или по периферии срединных массивов (бассейны Северо-Испанский, Португальский, Эссауира (Западно-Марокканский), Балеарский, Салоникский, Северо-Эгейской) или в пределах складчатых зон (Венский, Анатолийский, Эпирский).

Бассейны сложены в верхней части отложениями неогена и палеогена, а в нижней повсеместно — мезозоя общей мощностью в несколько километров. Так, в Венском бассейне песчано-глинистая толща неогена имеет мощность 6 км и под-

¹ Термин "мергеген" введен нами в 1974 г. [Соколов, Кац, 1974]. Я.П. Маливицкий позднее [1978] предложил для обозначения аналогичных структур термин "пелагоген" (морем рожденное), который нам представляется неудачным, так как не отражает сущности явления.

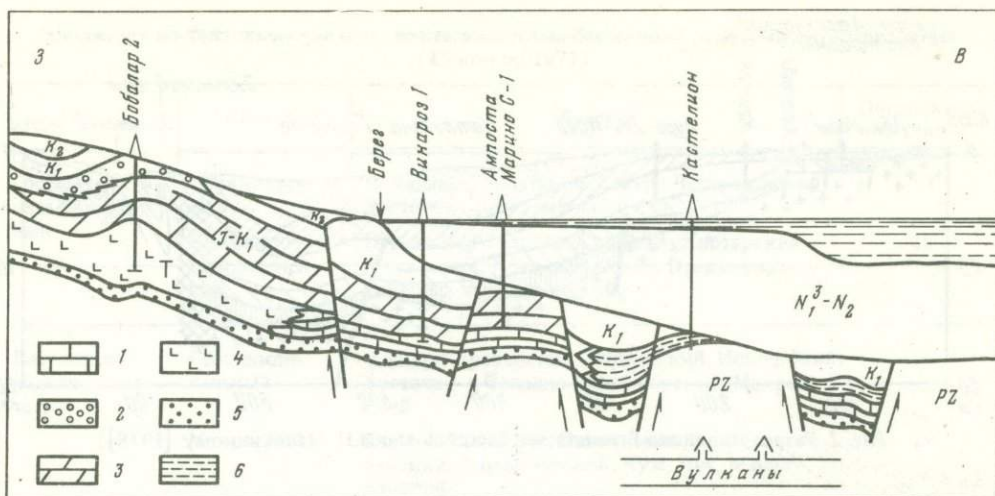


Рис. 3. Разрез Балеарского бассейна, по В. Стокинджеру

1 — известняки; 2 — континентальные породы; 3 — доломиты; 4 — соль; 5 — песчаники; 6 — глины

стиляется карбонатно-терригенным палеогеном и мезозоем. Основная нефтегазосность связана с отложениями верхнего миоцена и нижнего плиоцена.

Несомненный интерес представляют Балеарский и Северо-Эгейский бассейны, морские месторождения которых определяют соответственно добычу нефти Испании и Греции. В Балеарском бассейне, донеогеновый структурный этаж которого представляет систему горстов и грабенов (рис. 3), открыто несколько месторождений: Ампоста, Кастильон, Касабланка и др. Нефтегазосны отложения миоцена, а также мезозоя. В Северо-Эгейском бассейне, сложенном 3-километровой терригенной толщей миоцена, открыты морские месторождения нефти Приноу и газоконденсата Южное Кавала.

Таким образом, несмотря на разнообразие геологического строения, в бассейнах Средиземноморского пояса основные продуктивные горизонты связаны с неогеновыми отложениями. Более древние горизонты нефтегазосны лишь в бассейнах длительного развития. Нефтегазосность всех бассейнов является отражением истории их существования и определяется, в конечном счете, направленностью развития Средиземноморского тектонического пояса.

ЛИТЕРАТУРА

- Алферов С.Е., Максимов С.П. Новые тенденции в освоении нефтегазосных ресурсов Ближнего и Среднего Востока. — Геол. нефти и газа, 1978, № 2.
- Маловицкий Я.П. Тектоника дна Средиземного моря. М.: Наука, 1978.
- Муратов М.В. Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975.
- Ованесов Г.П., Ровнин Л.И., Алексин А.Г. и др. Вопросы поисков нефти и газа. М., 1977.
- Соколов Б.А. Эволюция осадочных бассейнов и ее значение для оценки перспектив их нефтегазосности: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 1977.
- Соколов Б.А., Бурлин Ю.К. Нефтегазосные бассейны срединных массивов. — В кн.: Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976.
- Соколов Б.А., Гайнанов А.Г., Несмеянов Д.В., Серегин А.М. Нефтегазосность морей и океанов. М.: Недра, 1973.
- Соколов Б.А., Кац Я.Г. Тектоника и нефтегазосность Средиземного моря. — В кн.: Минеральные ресурсы Мирового океана. Л.: Недра, 1974.
- Яншин А.Л., Есина Л.А., Казанов О.В. и др. Осадочный чехол и происхождение глубоководных котловин Средиземного моря. — Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 4.

ГЛАВНЫЕ ДОМЕЗОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРНЫЕ ЗОНЫ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

Домезозойскими отложениями и историей развития Средиземноморского пояса в предальпийский период занимались многие исследователи на территории многих государств от Гибралтара до Гималаев.

Здесь необходимо упомянуть исследования Г. Штилле, Р. Вольфарта, В.И. Славина, Х. Флюгеля; на Кавказе — В.Н. Робинсона, Г.Д. Афанасьева, Д.С. Кизевальтера, Ш.А. Адамия, Р.А. Аракеляна; в Карпато-Балкано-Динарской области — В. Алексича, Д.Н. Андрусова, Г. Вейна, М. Каленича, Б. Крстича, Х. Крейтнера, М. Магела, С.Г. Рудакова, Х. Саву, Х. Спасова, Сл. Янева; в западной части Альпийской области — Р. Буррея, Г.Б. Вай, Т. Кокосзы, Ф.П. Сасси; в Анатолии — Е. Бингёля, Р. Бринкмана, К. Эрентоза; в Ирано-Афганском секторе — Д. Штёклина, А. Лаппарана, Д. Вайперта, большой группы советских исследователей, в том числе В.И. Браташа, Ю.С. Перфильева, И.И. Сонина, В.П. Колчанова и др.; на Памире — Б.П. Бархатова, В.И. Дронова, С.С. Карапетова, Э.Я. Левена, Б.Р. Пашкова.

В ходе работы автор неоднократно обращался к трудам М.В. Муратова и В.Е. Хаина; в последние годы большое влияние на выполняемую работу оказали исследования, проводящиеся в тектоническом секторе Геологического института АН СССР, т.е. исследования океанической коры геологического прошлого и закономерностей формирования континентальной коры.

Альпийская область образована массами горных пород, находящимися часто в аллохтонном залегании. Среди них выделяются мезозойско-кайнозойские океанические, островодужные, шельфовые комплексы, прежние микроконтиненты, вулканические пояса и т.д. В пределах большинства структурных зон распространены также домезозойские метаморфизованные осадочные, вулканогенные и магматические комплексы.

Типизация последних и анализ их современного расположения позволили выявить определенные закономерности в их взаимном размещении (несмотря на значительные альпийские дислокации) и наметить основные черты истории тектонического развития Средиземноморского пояса в домезозойское время.

На тектонической схеме (рис. 1, см. вкл.) показано расположение домезозойских палеотектонических элементов в современной структуре.

Внутри границ Альпийской складчатой области четко выделяются два главных палеотектонических элемента: на юге — краевая часть Гондванского континента, на севере — структуры Палеотетиса. Толстой штрих-пунктирной линией показано современное положение границы, разделяющей эти области.

В краевой части Гондванского континента выделены щиты и относительно опущенная шельфовая область. Эту область не следует воспринимать как нечто в настоящее время единое. Она представляет собой, скорее, мозаику отдельных блоков и пластин, разделенных альпийскими тектоническими линиями: часть из них показана на рис. 1. Это положение хорошо иллюстрируется выдвинутым к северу Адриатическим блоком, который попал на свое место в результате альпийских перемещений, а в палеозое находился где-то южнее. В некоторых зонах, например в Мекране, под складчатыми мезозойско-кайнозойскими образованиями, возможно, отсутствуют докембрийские и палеозойские комплексы.

Среди структурных элементов Палеотетиса обозначены зоны, где имеются офиолитовые и островодужные вулканические ассоциации пород. Это зоны Передового хребта Северного Кавказа, Западная Анатолия, Вардарская, Западно-Карпато-Альпийская, заканчивающаяся, возможно, в Сардинии. К востоку существование таких зон предполагается в фундаменте Бухарской плиты и затем на Северном Памире и в Северном Афганистане.

В настоящее время убедительно доказаны в пределах этих и соседних зон герцинские шарьяжи. Они известны в Альпах, где включены в альпийское покровное сооружение [Kleinschmidt, Neugebauer, 1975], в Восточных и Южных Карпатах [Săndulescu, 1975; Bercia J., Bercia E., 1975], на Балканах [Белов, 1975] и в Передовом хребте Северного Кавказа [Белов, Омельченко, 1976], на Северном Памире [Руженцев и др., 1977]. Можно думать, что герциниды имеют альпинотипное строение, принципиально сходное с каледонидами и альпидами.

На рис. 1 также показаны области развития палеозойских отложений краевых морей и континентального склона. Это мощные терригенные, иногда карбонатные или небольшой мощности кремнисто-глинистые, часто флишевые турбидитные образования.

Обозначены фрагменты микроконтинентов и краевых частей евразийских континентов. Это обычно приподнятые в современной структуре участки, сложенные гранитно-гнейсовыми преимущественно докембрийскими комплексами. Часть из них прикрыта чехлом палеозойских отложений. Выделенные верхнепалеозойские герцинские орогенные комплексы распространены широко и наложены даже на краевые части древних платформ, как, например, в Молдавии или в Предкавказье.

Изучение допалеозойских комплексов Средиземноморского пояса показывает, что в позднем докембрии между Восточно-Европейской и Африкано-Аравийской платформами располагалась геосинклинально-океаническая область — Прототетис. Время ее возникновения пока не ясно; неизвестно также, является ли она унаследованной или наложенной на структуру более раннего докембрия, блоки которого здесь имеются. Решению этих вопросов препятствуют неразработанность стратиграфии сильно метаморфизованных в основном докембрийских комплексов отдельных массивов Средиземноморского пояса, таких, как Родопский, Сербско-Македонский, Анатолийские, Паннонский, Карпатские, Альп и Кавказа, и, главное, отсутствие исследований по их корреляции между собой и с докембрием смежных древних платформ.

Более определенно установлено, что в конце докембрия в пределах Средиземноморского пояса широко проявились процессы байкальской эпохи складчатости. В результате значительная южная часть Прототетиса, далеко выходящая к югу за пределы Альпийской области, превратилась в область завершенной складчатости, причленившись к южному материку. По существу, как отмечал Н.А. Штрейс [1964], именно рифейские складчатости спаяли в единое целое материки южного ряда.

В краевой части Гондванского континента в позднем рифее и венде стали образовываться эпиконтинентальные, иногда межгорные, впадины, заполнявшиеся, в частности, красноцветными молассами и продуктами орогенного вулканизма. С кембрия до конца перми, а во многих районах до среднего триаса эта область развивалась как платформенная. Недавно В.Е. Хаин [1977] предложил для нее, на мой взгляд, удачное название — Перигондванская эпибайкальская платформенная область. Здесь в палеозое существовали эпиконтинентальные моря: то обширные, покрывавшие почти всю территорию, то разделявшиеся на отдельные бассейны, заливы, лагуны, между которыми возникали участки суши. В отдельных устойчивых прогибах, например в Гельмендском в Афганистане, осадконакопление сохранялось почти непрерывно. В течение всего палеозоя постоянно чувствуется присутствие обширной суши к югу и открытого морского (или океанического) бассейна к северу и востоку, откуда обычно распространялись трансгрессии. В западной части Средиземноморского пояса в допозднепалеозойское время трансгрессии распространялись с запада с Палеоатлантики.

В этой области накопился однородный, достаточно выдержанный платформенный чехол средней мощностью 3–4 км. Никаких допермских палеозойских отложений, залегающих непосредственно на комплексах древней океанической коры, не отмечено.

За последние годы было много попыток отнести эту территорию к миогеосинклинальным, парагеосинклинальным, геосинклинальным областям вялого развития и т.д. При всей неопределенности этих понятий представляется, что все эти попытки были неудачны.

Однако они выявили интересные структуры внутри Перигондванской платформенной области. Например, в Восточном Иране — Керманско-Кашмерский прогиб, или, как мне представляется возможным назвать его, авлакоген, с мощностью заполняющих его палеозойско-триасовых толщ до 14 км. Впервые отличие этого района от соседних отметил Й. Штёклин [Stöcklin, 1968], но наиболее выпукло его значение показано в статье В.И. Браташа [1975]. Аналогичный прогиб известен в Северной Африке — авлакоген Угарта.

В пределах Перигондванской платформенной области нигде не проявились каледонская и, за исключением Северной Африки, герцинская складчатости, хотя перерывы в осадконакоплении, синхронные тектоническим движениям этих эпох, имеются. За исключением Закавказского массива, отсутствуют также гранитоидный плутонизм и явления метаморфизма. Вулканизм носил платформенный характер: траппы, отдельные небольшие излияния разного состава.

Эвгеосинклинальные палеозойские толщи в районе Зангезурского хребта в Армении, на которые еще до сих пор иногда ссылаются, оказались мезозойскими [Белов, 1968]. В ядре антиклинальной структуры этого района выходят палеозойские и додевонские толщи, аналогичные иранским, а окружающие вулканогенно-осадочные толщи относятся к мезозою и палеогену, что доказано палеонтологически и картированием.

В последней работе О. Тиле [Thiele, 1973] по району Гольпейган в Иране приведены уточненные данные о так называемых герцинских несогласиях. Они имеют место между средней и верхней пермью, при этом известняки средней перми совершенно согласно залегают на нижнепалеозойских отложениях. Это позволяет исключить герцинскую складчатость и искать причину несогласий в другом. Мне представляется, что это несогласие является отражением тектонических движений начальной стадии альпийского этапа, когда произошли расколы краевой части Гондваны.

Особого внимания заслуживает рассмотрение истории развития Закавказского массива. Это единственное место в пределах рассматриваемой территории, не считая Атласской области Северной Африки, где в регионе, отнесенном к Гондване, ярко проявились герцинские тектоно-магматические процессы. Они выразились в образовании крупных гранитных интрузий и в орогенном, преимущественно наземном вулканизме. Образовавшиеся осадочно-вулканогенные отложения имеют мелко-водно-морской и континентальный генезис. В связи с этим некоторые исследователи [Адамия, Шавишвили, 1979], используя еще целый ряд фактов и косвенных соображений, относят Закавказский массив к южному краю Евразии, а сутурой Палеотетиса считают Эрзинджан-Севанский офиолитовый шов. Этой модели, с моей точки зрения, противоречит положение зоны южного склона Большого Кавказа (Сванетской) к северу от Закавказского массива, остающейся незамкнутой в течение всего палеозоя и в начале триаса.

В самой Эрзинджан-Севанской офиолитовой зоне никаких достоверных палеозойских толщ, которые можно рассматривать в качестве реликтовых от структурно-формационных зон Палеотетиса, неизвестно. Поэтому Закавказский массив рассматривается как краевое поднятие Гондванского континента — так он показан и на рис. 1. Он служил источником сноса в течение инфракембрия и палеозоя.

В последнее время появились данные о присутствии в районе г. Решта в Иране силурийских и девонских отложений открытого моря с подводными основного состава вулканами, которые вместе с некоторыми другими материалами свидетельствуют о существовании на месте Южно-Каспийской впадины в то время океанического бассейна. Однако эти данные нуждаются в уточнении. Не отстаивая решительно какую-либо трактовку происхождения глубоководной Южно-Каспийской впадины, я хочу все же отметить, что эти новые сведения говорят в пользу ее реликтового положения со времени Палеотетиса.

В северной части Средиземноморского пояса проявилось несколько эпох [дальсландская, байкальская (кадомская)] и фаз (предпозднерифейская, предвендская, предордовикская) позднедевонского тектогенеза. Это хорошо доказывается для Среднеевропейской области [Хаин, 1977], Карпат, по данным С.Г. Рудакова

[Горохов и др., 1977] и румынских исследователей [Bercia et al., 1976; Săndulescu et al., 1974], Сардинии [Cocozza, 1975; Cocozza et al., 1977].

Однако повсеместной достаточно мощной континентальной коры, такой, как в южной области, вероятно, не сформировалось. Отдельные ее участки приближались по строению к материковым, но между ними находились участки коры переходного или океанического типа. Эти заключения основаны на незначительном распространении позднепротерозойских гранитоидов и орогенных образований. Позднедокембрийский метаморфизм проявился широко, но во многих местах он не доказан, в частности в Альпах и на Большом Кавказе. Даже в Богемском массиве докембрийский возраст ряда метаморфических толщ подвергается сомнению (Д.Н. Андрусов и др.). Присутствие докембрийского метаморфического фундамента, или гранитно-метаморфического слоя переходной стадии формирования континентальной коры, более определенно доказано для внешних зон Палеотетиса: Средняя Европа, Восточные Карпаты, Западный Понт, Скифская плита. В более южных внутренних зонах Палеотетиса чаще можно видеть или предполагать меланократовый фундамент океанического типа.

Таким образом, представляется, что Палеотетис в основном унаследовал северную часть области Прототетиса. Очень вероятны и явления деструкции и новообразования океанической коры в начале палеозойского этапа развития Средиземноморского пояса.

История развития герцинид Палеотетиса в Альпах, Карпатах, Балканах, Западной Анатолии, на Северном Кавказе и в других местах обладает большим сходством. Как правило, с ордовика или силура до раннего карбона (на Северном Памире и в Северном Афганистане до среднего карбона) эти области проходили океаническую и переходную, а в позднем палеозое — орогенную стадии развития. При этом везде отмечается длительное развитие процессов преобразования вещества земной коры: метаморфизм и метасоматоз, гранитизация с начальным появлением плагиогранитов и т.д.

За исключением небольших интракратонных зон типа Свентокшишских гор, структур, закончивших свое развитие в каледонскую эпоху складчатости, нет. Этому времени соответствуют, скорее, растяжение и деструкция. Рифтогенез и новообразование океанической коры могли происходить и в более поздние эпохи палеозоя, как это было на Северном Памире в раннем карбоне [Руженцев и др., 1977].

Основной эпохой складчатости, шарьяжеобразования и тектонического скупивания для Палеотетиса явилась герцинская эпоха, от визейского века (иногда с позднего девона) до конца среднего карбона. Эти процессы охватили почти всю территорию Средиземноморского пояса, оставшуюся незамкнутой после байкальского тектогенеза. Они проявились одинаково ярко и во внутренних, и во внешних зонах.

В западной части пояса в результате герцинского тектогенеза образовался новый крупный участок с континентальной корой, объединивший в единый континент Европу и Африку. Широкое распространение позднепалеозойских гранитоидов, моласс, наземных вулканических толщ, возникновение крупных областей суши — все это подтверждает сделанное заключение.

Морские, преимущественно карбонатные верхнепалеозойские отложения Динарид, Северной Венгрии, Южных Альп, Тосканы и Сицилии рассматриваются мною как образования эпиконтинентальных морей, проникавших с востока в пределы Евроафриканского континента. При этом позднекаменноугольные и раннепермские моря не распространялись западнее Апеннинского полуострова.

Очень интересная зона простирается вдоль южного склона Большого Кавказа (см. рис. 1), далее — к востоку через Каспийское море, по южному подножию Копетдага до границ с Афганистаном. Ее продолжением являются Дарваз-Сарыкольская и Каракульская зоны Северного Памира.

Эта зона позднепалеозойского Тетиса осталась незамкнутой при герцинском тектогенезе и испытала складчатость в послепермское время, вероятно в позднем триасе, с образованием ранних киммерид. Для нее характерны мощные преиму-

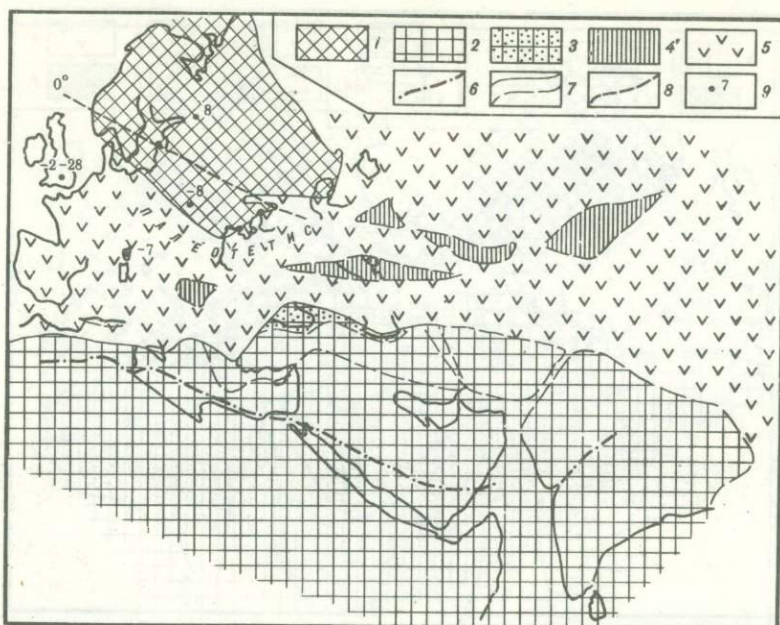


Рис. 2. Палеотектоническая схема Средиземноморского пояса для среднего палеозоя

1 — Восточно-Европейская платформа; 2 — Гондвана; 3 — Закавказское краевое поднятие; 4 — микроконтиненты (обломки древних кратонов и ядра первичной консолидации); 5 — пространство Палеотетиса (на востоке сливается с Центрально-Азиатским океаном); 6 — примерная южная граница рифейского фундамента Гондваны; 7 — ограничения структурных элементов и разломы; 8 — палеоэкватор; 9 — палеомагнитная широта (в градусах)

щественно песчано-сланцевые толщи без заметных перерывов от ордовика или девона до перми или триаса. Они смяты в сложные складки и заметно метаморфизованы.

В современной структуре эта зона вдоль южного склона Большого Кавказа и в Южном Каспии отчетливо показана В.И. Шевченко и И.А. Резановым [1971] как глубочайший, до 35 км, прогиб, где герцинский комплекс залегает непосредственно на базальтовом слое. И хотя со многими другими построениями названных авторов можно не согласиться, здесь применяемая ими методика интерпретации геофизических данных дала геологически непротиворечивый результат. Севернее этой зоны на территории Скифской и Бухарской плит находятся внешние позднегерцинские прогибы, такие, как Мангышлакский, Ейско-Березанский, Приазовский и некоторые другие. Промежуточный комплекс, выделяемый геологами-нефтяниками, можно рассматривать как образования внешней зоны ранних киммерид.

Сильное влияние раннекиммерийской эпохи складчатости также испытала крайняя часть Гондванского континента (Ирано-Афганский блок) к северо-востоку от Загросского шва. Оно выразилось в повсеместных (местами сильных) предрэтилейасовых складчатости¹, поднятиях и эрозии, в смене преимущественно карбонатных морских отложений рэт-лейасовыми, преимущественно терригенными континентальными угленосными отложениями и в явлениях метаморфизма.

Сжато история развития Средиземноморского пояса показана на следующих четырех рисунках.

В рифейское время Средиземноморский пояс был шире современного и занимал часть Северной Африки, Аравию и Северо-Западную Индию, примерно до линии, показанной на рис. 2, вероятно, с ответвлениями в глубь континента. В палеозое

¹ Более точно время складчатости установлено в Иране — внутри позднего триаса (в предпозднеорийское время).

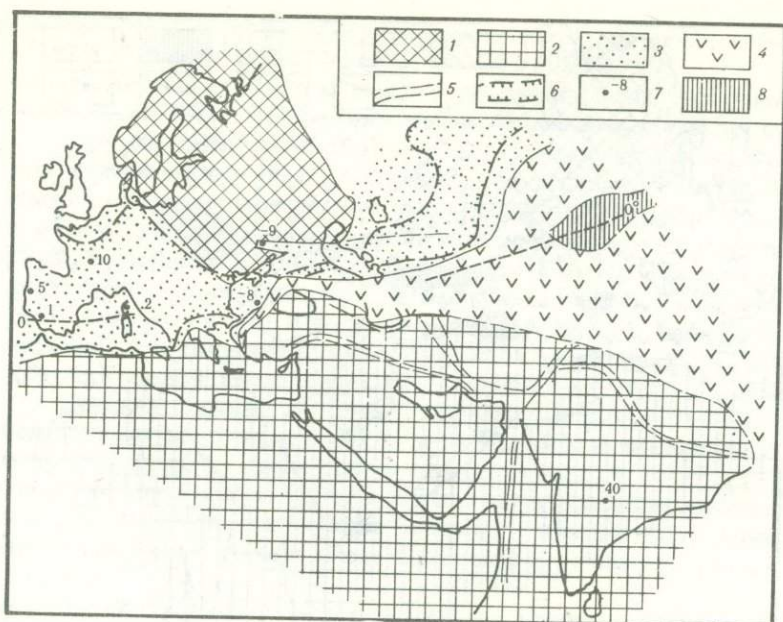


Рис. 3. Палеотектоническая схема Средиземноморского пояса для позднего карбона—ранней перми

1 — Восточно-Европейская платформа; 2 — Гондвана; 3 — герцинская складчатая область; 4 — остаточный океанический бассейн Палеотетиса; 5 — расколы зарождающегося внутри Гондваны Мезотетиса; 6 — контуры краевого вулканического пояса (по А.А. Моссакóвскому); 7 — палеомагнитная широта (в градусах); 8 — Таримский микроконтинент

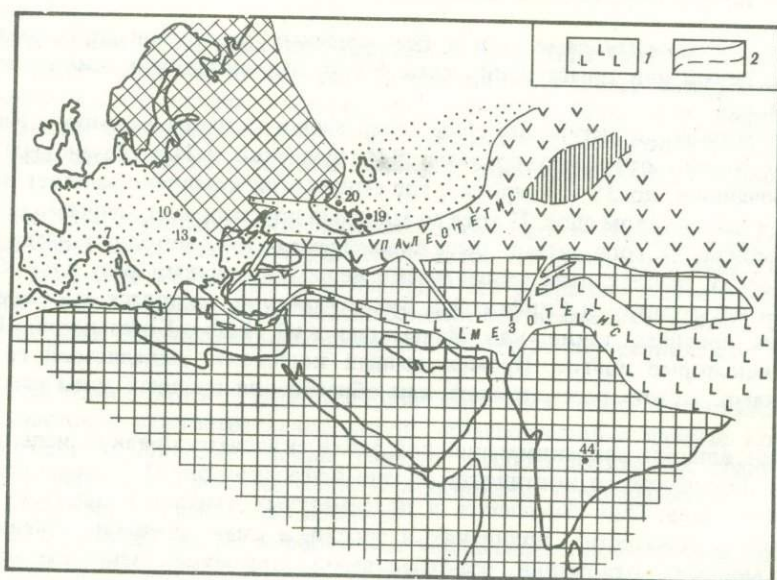


Рис. 4. Палеотектоническая схема Средиземноморского пояса для поздней перми—раннего триаса

1 — новообразованный Мезотетис; 2 — рифтовые зоны. Остальные обозначения см. на рис. 3

геосинклинально-океаническое пространство Тетиса сохранилось лишь на севере. Южная часть принадлежала континенту Гондваны.

В конце палеозоя (рис. 3, 4) на большей части Палеотетиса сформировалась континентальная кора, сохранился лишь остаточный бассейн. Вдоль его края располагался выделенный А.А. Моссакóвским [1970] краевой вулканический пояс, который к западу расширяется на все пространство герцинид (на рис. 3 обозначены

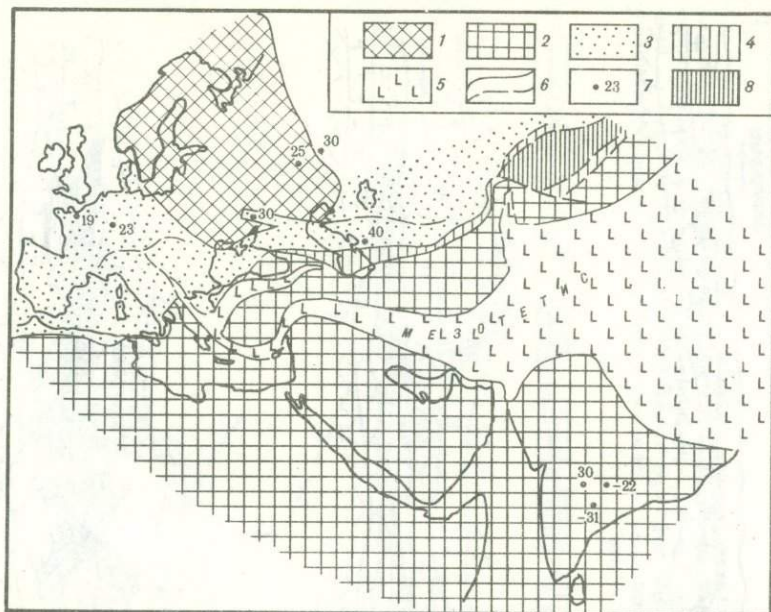


Рис. 5. Палеотектоническая схема Средиземноморского пояса для позднего триаса
 1 – Восточно-Европейская платформа; 2 – Гондвана; 3 – область молодых эпигерцинских платформ; 4 – раннекимммерийская складчатая зона; 5 – геосинклинально-океаническое пространство Мезотетиса; 6 – ограничения структурных элементов и разломы; 7 – палеомагнитная широта (в градусах); 8 – Таримский массив

только его границы). Ширина позднепалеозойского Тетиса на кавказском пересечении не была значительной, так как в карбоне имеются тесные флористические связи между Закавказским массивом и Евразийской областью. К востоку же эта зона расширялась и лишь с поздней перми, как отмечал С.В. Мейен [Вахрамеев и др., 1970], перестала быть серьезной преградой для миграции гондванских флор на север. Уже в это время, вероятно, наметились рифтовые зоны будущего Мезотетиса.

Наконец, в позднем триасе (рис. 5) замкнулся позднепалеозойский Тетис, образовав раннекимммерийскую складчатую зону. В это время к югу уже существовало океаническое пространство Мезотетиса, история которого как новообразованного океана рассмотрена А.Л. Книппером [1975].

На палеопрофилях (рис. 6) через Кавказ показано развитие Средиземноморского пояса в соответствии с тем, что изображено на предыдущих рисунках в плане. В раннем палеозое уже существовал геосинклинально-океанический бассейн, в среднем палеозое (в девоне) образовалась развитая островная дуга на коре переходного типа, в середине визе произошло скучивание, образовались шарьяжи. В позднем палеозое к северу от Сванетского остаточного прогиба сформировалась континентальная кора, а в позднем триасе произошли складчатость и приращение Закавказского массива к Северному континенту, а в тылу – раскрытие Мезотетиса.

* * *

Для принятия той или иной модели развития Средиземноморского пояса важное значение имеет, как справедливо отметили недавно В.В. Белоусов и В.Н. Шолпо [Belousov, Sholpo, 1976], проблема существования устойчивых, длительно развивающихся поперечных структур. В том, что поперечные структуры существуют в Средиземноморском поясе с начала альпийского орогенного этапа и до настоящего времени, сомнений нет. Это доказывается всем комплексом геологических, геофизических (в частности, сейсмических) и других данных.

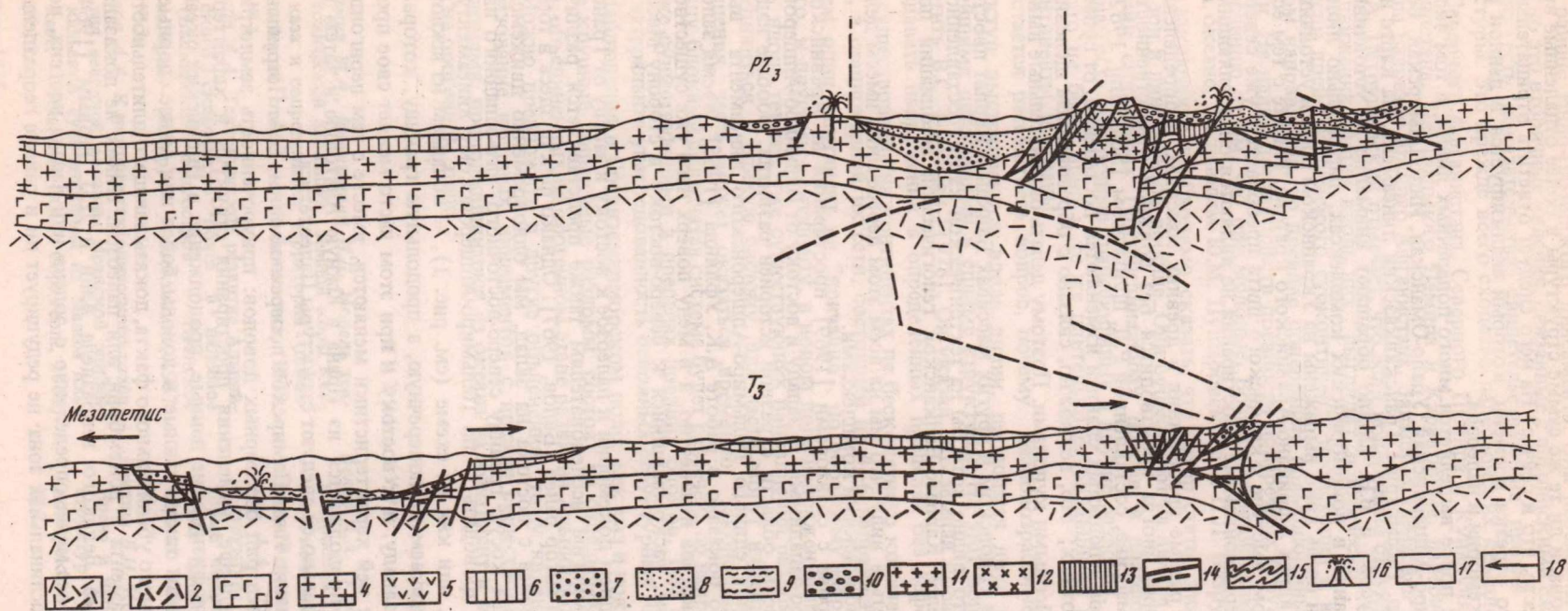
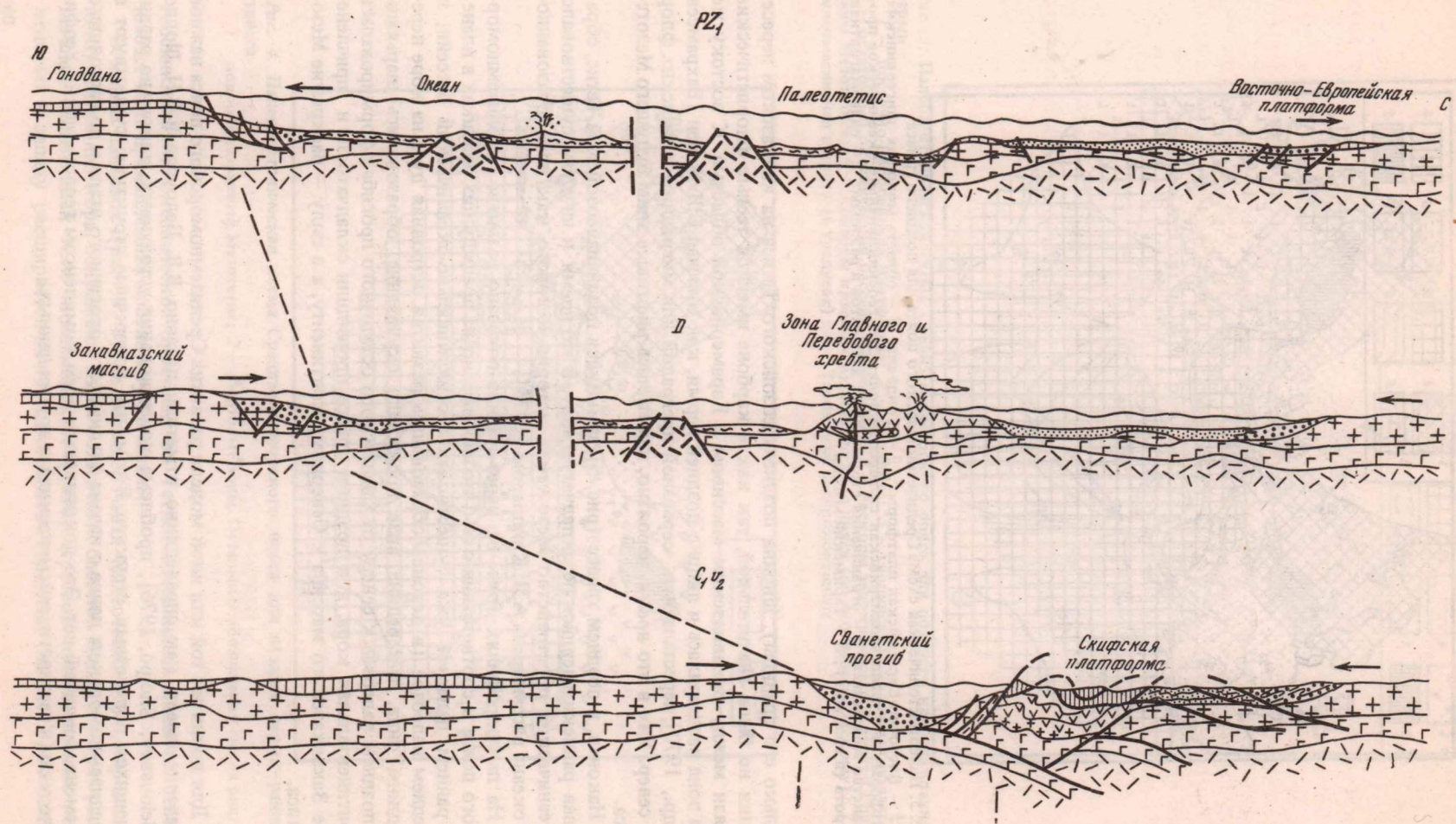


Рис. 6. Схема тектонического развития Кавказского пересечения Средиземноморского пояса в доюрское время
 1 - верхняя мантия; 2 - гипотетический выступ мантии в срединно-океаническом хребте; 3 - "базальтовый" слой и слой 3 океанов; 4 - гранитно-метаморфический слой; 5 - островодужные комплексы; 6 - комплексы отложений шельфовых и эпиконтинентальных морей и осадков чехла микроконтинентов; 7 - отложения континентального склона; 8 - отложения краевых и внутренних морей; 9 - слои 2 и 1 океанов; 10 - вулканогенные и осадочные комплексы орогенных впадин; 11 - граниты; 12 - плагиограниты; 13 - офиолитовые комплексы, деформированные в тектонических покровах и меланже; 14 - разломы и поверхности шарьяжей; 15 - складки; 16 - вулканы; 17 - поверхность водного зеркала; 18 - относительные направления перемещения верхней части литосферы

Вопрос в том, существовали ли те же самые структуры в более отдаленные времена на том же самом месте, что и сейчас? На него следует ответить отрицательно, по крайней мере для того отрезка времени, который анализируется в данной работе, т.е. для позднего докембрия и палеозоя.

В Средиземноморском поясе выделяется много поперечных линий, в том числе Транскавказская, Пальмиро-Апшеронская, Урало-Оманская, Индо-Памирская, Восточно-Индоевразийская и др. Рассмотрим Транскавказский линеймент. На карте и в тексте работы В.В. Белоусов и В.Н. Шолпо обращают внимание на устойчивые меридиональные простирания в докембрийских комплексах, параллельно линейменту. Действительно, они очень ярко выражены на Украинском щите и устойчивы в древних дорифейских ядрах Африкано-Аравийского кратона. Вместе с тем есть данные, что на Ростовском выступе Украинского щита преобладают уже северо-западные простирания. Меридиональные простирания не являются определяющими в ядре Большого Кавказа.

В Турции существуют разные простирания в древних массивах, а определение преобладающих простираний иногда производится без должной ответственности. На карте Мендересского массива, составленной Р.Д. Шуилингом [Schuiling, 1962], простирания некоторых зон слюдяных сланцев изменяются постепенно, от субмеридиональных до субширотных; это, возможно, связано с образованием щелевидных депрессий между гнейсовыми куполами. Поэтому делать окончательные выводы по Анатолии еще рано.

К западу от Анатолии в Родопском и других массивах Балкан и Карпат простирания самые различные, что видно хотя бы на тектонической карте, составленной коллективом исследователей Карпато-Балканской геологической ассоциации под редакцией М.Магела.

Наконец, надо еще иметь в виду, что мы на всем этом пересечении имеем дело с разновозрастными докембрийскими комплексами.

В работе В.П. Поникарова с соавторами [1969] простирания на Аравийской платформе показаны северо-западными. К западу и востоку от Пальмиро-Апшеронского линеймента обозначены области с разной историей развития. Вообще надо заметить, что существование единого Пальмиро-Апшеронского линеймента вызывает сомнение. Как ясно показано в работе А.К. Уфлянда [1965], время заложения Пальмирского авлакогена неизвестно, а в мелу поверх него уже существовал прогиб типа синеклизы, раскрывавшийся к северо-востоку в сторону Месопотамского прогиба.

История развития в позднем докембрии и палеозое к востоку и западу от Транскавказского линеймента многим исследователям также представляется различной, как это предполагал и автор ранее [Белов, 1967]. Однако фокус здесь в том, что, передвигаясь вдоль пояса с востока на запад, мы одновременно движемся с юга на север и, пересекая косую границу северо-восточного—юго-западного направления, как бы ее ни проводить — по Пальмиро-Апшеронскому линейменту, или по Транскавказскому, или как на схеме (см. рис. 1), — попадаем из южной зоны в северную, т.е. пересекаем не поперечную, а продольную границу, которая продолжается далеко и к западу, и к востоку и при этом часто меняет свое простирание. По отношению к ней характеристики меняются, вместе с тем перигондванская часть платформы продолжается из Ирана в Южную Анатолию и затем в Динариды, а с севера параллельно ей следуют структуры Палеотетиса.

Обосновывая существование Индо-Памирской поперечной зоны, Б.А. Петрушевский [1977, и ранее] привел ряд бесспорных доводов: приуроченность землетрясений, выраженность в рельефе, изменения простирания структур и характера складчатых деформаций, геофизические данные, продолжение в Индийский океан в виде вала Чагос. Приведены также данные и доводы более или менее спорные. Не приведено только ни одного убедительного факта, доказывающего длительность существования этого линеймента с докембрия или палеозоя. Никак не доказана длительность существования Великого геораздела Азии и Д.П. Резвым [1964, и др.]. Он существовал более менее определенно с эоцена или начала неогена, но не раньше. Ни одна геосинклиальная зона не редуцирует ни в районе геораздела,

ни в районе Индо-Памирского линеамента. Они пережимаются и срезаются сдвигами, но это вторичные явления, связанные с альпийскими сжатиями.

Зато есть доказательства, свидетельствующие против древности поперечной структуры. Это прежде всего сходство палеозойских комплексов и истории развития Северного Афганистана, Северного Памира и Куньлуня, киммерид Западного Афганистана, Центрального Памира и Каракорума, палеозойских платформенного типа разрезов Южного Афганистана, Западных Гималаев и Тибетских Гималаев.

Б.А. Петрушевский отмечает, что если поперечные структуры древние, то молодые движения Индии вдоль них "выглядят экзотически"; и он прав, утверждая, что если дрейф Индийского субконтинента происходил в восточном и северо-восточном направлении, то древние поперечные прямолинейные зоны сохраниться не могли. Не найдя доказательств древности поперечных структур, логично прийти к заключению о том, что они молодые. Возраст меридиональных поднятий в Индийском океане, по данным Ю.М. Пушаровского и П.Л. Безрукова [1973], меловой.

В заключение необходимо сказать, что автор статьи никак не против поперечных зон и линеаментов вообще. Они существуют на любом отрезке тектонической истории складчатых геосинклинальных поясов и платформ. И в современных океанах есть поперечные трансформные и другие разломы. Представляется только, что это не были одни и те же длительно развивавшиеся разломы, пересекавшие и континенты, и океаны.

Остается рассмотреть вопрос, почему разновозрастные отрезки поперечных структур выстраиваются вдоль линии, продолжая друг друга, и объединяются новейшими движениями в единые структуры. На этот вопрос попытался недавно ответить В.С. Буртман [1978]. Он указал, что земная кора обладает способностью передавать напряжения в определенных пределах без деформации, и этим объяснил существование на континентах не бесконечного количества направлений разломов, а стационарной их сети, состоящей из 4–6 направлений. Поэтому каким бы краем один континент ни "причалил", по образному выражению Б.А. Петрушевского, к другому континенту, в новом поле напряжений движения будут происходить вдоль тех же, уже существующих направлений разломов. Часть из них может объединиться в единую систему, для части могут измениться лишь направления смещения, часть может оказаться временно "законсервированной". Возникшая между блоками складчатая система будет рассечена по направлениям, совпадающим с уже существующими в пределах древних блоков. Тем самым как бы произойдет латеральная унаследованность основных структурных направлений.

Наблюдения в Средиземноморском поясе как раз и показывают, что существующие крупные поперечные разломы: состоят из отдельных разновозрастных отрезков, объединенных на орогенном этапе развития Альпийской области.

Можно предложить и другие объяснения этому явлению, связав, в частности, образование крупных линеаментов с прежде существовавшими трансформными разломами, продолжавшимися из океана на континент и сохранившими свое влияние на орогенном этапе.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамия Ш.А., Шавишвили И.Д. Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап). — Геотектоника, 1979, № 1.
- Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийского складчатого пояса в палеозое (Балканский полуостров — Иранское нагорье — Памир). — Геотектоника, 1967, № 3.
- Белов А.А. К истории тектонического развития северной окраины Иранской эпипайкальской субплатформы на Малом Кавказе. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 10.
- Белов А.А. О роли тектонических покровов в строении Старой Планины. — Материалы X конгресса КБГА. Секция III. Тектоника. Братислава, 1975.
- Белов А.А., Омельченко В.Л. Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа. — Геотектоника, 1976, № 2.
- Браташ В.И. Керманско-Кашмерский прогиб Ирана и проблема сопряжения доюрских структур Туранской плиты и Средиземноморского пояса. — Геотектоника, 1975, № 2.

- Буртман В.С. Стационарная сеть разломов континента и мобилизм. — Геотектоника, 1978, № 3.
- Вахрамеев В.А., Добрускина И.А., Заклинская Е.Д., Мейен С.В. Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М.: Наука, 1970.
- Горохов И.М., Рудаков С.Г., Варшавская Э.С. и др. Рубидий-стронциевый возраст пород кристаллического основания северо-западной части Мармарошского массива. — В кн.: Доклады 25 сессии Комиссии по абсолютному возрасту геологических формаций. М., 1977.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). М.: Наука, 1975.
- Моссаковский А.А. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Евразии. — Геотектоника, 1970, № 4.
- Петрушевский Б.А. Индо-Памирская зона — один из важнейших поперечных линейментов Азии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, № 5.
- Понцикаров В.П., Казьмин В.Г., Долгинов Е.А., Сулиди-Кондратьев Е.Д. О некоторых особенностях развития Альпийско-Гималайской складчатой области в позднем докембрии и палеозое. — Геотектоника, 1969, № 1.
- Пуцаровский Ю.М., Безруков П.Л. О тектонике восточной части Индийского океана. — Геотектоника, 1973, № 6.
- Резвой Д.П. О великом георазделе Азиатского материка. — В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М.: Наука, 1964.
- Руженцев С.В., Поспелов И.И., Сухов А.Н. Тектоника Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира. — Геотектоника, 1977, № 4.
- Уфлянд А.К. Тектоника и история развития северо-восточного окончания Пальмирид (Сирия). — Геотектоника, 1965, № 3.
- Хаин В.Е. Некоторые проблемы структуры и тектонической истории Европы. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1977, № 2.
- Шевченко В.И., Резанов И.А. Основные этапы тектонического развития Кавказа, Южного Каспия и Западной Туркмении. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1971, № 8.
- Штрейс Н.А. О происхождении Гондваны. — В кн.: Гондвана. М.: Изд-во АН СССР, 1964.
- Belousov V.V., Sholpo V.N. Geodynamics of the eastern part of the Mediterranean Alpine belt. — Tectonophysics, 1976, vol. 35, N 1/3.
- Bercia J., Bercia E. Formațiunile cristaline din sectorul romanesc al Dunării (Banat-Carpații Meridionali). — Anu. Inst. geol. și geofiz., 1975, vol. 43.
- Bercia J., Krätner H.G., Mureșan M. Pre-mesozoic metamorphites of the east Carpathians. — Anu. Inst. geol. și geofiz., 1976, vol. 50.
- Cocozza T. Structural pattern of Sardinia. Quad. — Ric. sci., 1975, N 90.
- Cocozza T., Conti L., Cozzupoli D. et al. Rb/Sr age and geo-petrologic evolution of crystalline rocks in southern Sulcis (Sardinia). — Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsch., 1977, N 2.
- Kleinschmidt G., Neugebauer J. Die variskische Überschiebungstektonik in der Phyllit-gruppe der Saualpe (Ostalpen). — Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsch., 1975, N 9.
- Săndulescu M., Năstăseanu S., Krätner H. The South Carpathians. — In: Tectonic of the Carpathian Balkan Regions. Bratislava: Geol. Inst. Dionys Ștur edit., 1974.
- Săndulescu M. Studiul geologic al părții centrale și nordice a sinclinalului Hăghimaș (Carpații Orientali). — Anu. Inst. geol. și geofiz., 1975, vol. 45.
- Schuiling R.D. On petrology age and structure of the Menderes migmatitic complex (SW Turkey). — Bull. MTA, 1962, N 58.
- Stöcklin J. Structural history and tectonics of Iran: a review. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1968, vol. 52, N 7.
- Thiele P. Der Nachweis einer intrapermischen Faltungsphase im westlichen Zentral-Iran. — Verh. Geol. Bundesanst., 1973, N 3.

ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ БЛИЖНЕГО И СРЕДНЕГО ВОСТОКА
И ЕГО ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

В пределах Средиземноморского пояса, от меридиана Эрзинджана в Турции на западе и до Кветского офиолитового шва в Пакистане на востоке, широко распространены палеогеновые, в основном эоценовые, вулканогенные образования. Объем этих вулканитов более 200 000 км³, что намного превышает объем вулканических продуктов за предшествующую фанерозойскую и последующую неоген-четвертичную историю развития региона. Вулканические извержения имели место в различных структурных зонах в короткий промежуток времени. Палеогеновый вулканизм был широко развит и в соседних со Средиземноморским поясом районах, на Индостанской, Аравийской и Африканской платформах и Туранской плите, в пределах акватории северной части Индийского океана. Все это заставляет искать какие-то общие причины проявления столь мощного вулканизма и попытаться реконструировать палеотектоническую обстановку в период вулканической активности.

Геологическая позиция вулканитов. Палеогеновый вулканизм в пределах рассматриваемого сектора Средиземноморского пояса проявился в разных структурных зонах и в различных тектонических обстановках (рис. 1). В короткой статье невозможно подробно охарактеризовать вулканогенные толщи всех районов, поэтому мы ограничимся лишь перечислением наиболее существенных особенностей их геологического положения и строения. С одной стороны, вулканизм имел место в сравнительно узких наложенных средне- и позднеальпийских геосинклинальных прогибах, замкнувшихся к концу палеогена. Это складчатые зоны Аджаро-Триалет, Талыша, Северо-Западного Ирана и Эльбурса, Восточно-Иранская и ее восточное продолжение — Чагайская, а также Катавазская. Все эти зоны были наложены на консолидированное основание, испытывавшее раздробление либо в конце раннего мела, либо в позднем мелу. Вулканизм в них проявлялся преимущественно в мелководно-морских или, реже, в субконтинентальных условиях. В условиях остаточных геосинклинальных прогибов в эоцене, и частично в олигоцене, вулканизм интенсивно проявлялся в Севано-Акеринской зоне, особенно в ее северо-западной части, в Севано-Ширакском синклинии. В более слабой форме вулканизм этого времени имел место в Сомхето-Карбахской и Айоцзор-Ордубадской зонах. С другой стороны, в эоценовое время мощные извержения происходили в пределах жестких стабильных структур, например в юго-западной части Центрально-Иранской зоны (вулканогенный пояс Урмия-Дохтар), в Центрально-Иранской зоне, в пределах огромных пространств Лутского массива, и даже "выплескивались" на эпипалеозойскую Туранскую плиту (Бадхыз).

Эоценовый вулканизм на востоке рассматриваемого сегмента Средиземноморского пояса проявлялся в пределах Фарахрудской и Аргандабской зон, испытывавших складчатость в мелу. Мощные покровы континентальных вулканитов входят в этих зонах в состав орогенных комплексов. Среднеэоценовые вулканиты развиты и в Герирудском прогибе, заложившемся в дании-палеоцене на герцинском и киммерийском фундаменте. Не совсем ясна позиция палеогеновых вулканитов в Сабзеварской зоне, южнее одноименного разлома, ограничивающего с юга Аладаг-Биналудское горно-складчатое сооружение, в котором проявления палеогенового вулканизма отсутствуют. В этой зоне известны ниже- и среднеэоценовые туфы, базальты и андезито-базальты, принадлежащие известково-щелочной серии и с резким угловым несогласием перекрывающие сильно дислоцированные меловые вулканогенно-осадочные толщи с линзами "цветного меланжа" [Förster, 1968].

Эоценовые вулканиты слабо нарушены лишь глыбовыми дислокациями, и вулканическая деятельность протекала в субаэральной и в мелководно-морской обстановке.

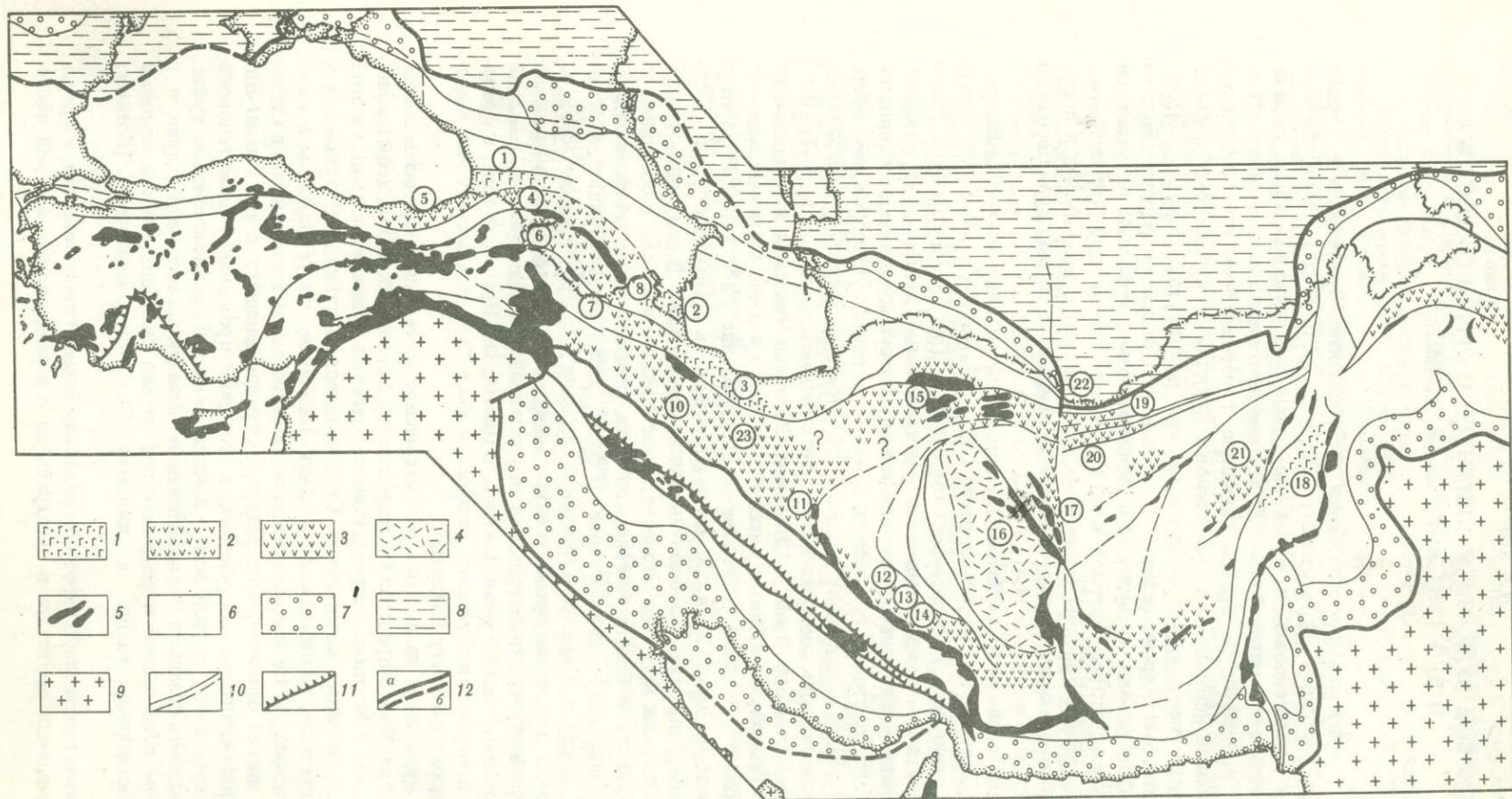


Рис. 1. Положение районов палеогенового вулканизма в пределах Ближне- и Средневосточного секторов Средиземноморского пояса

1-2 - вулканыты в геосинклинальных прогибах: 1 - субщелочная слабо дифференцированная базальтовая формация, 2 - известково-щелочная андезитовая формация; 3-4 - субазральные вулканыты: 3 - базальт-андезит-дацит-липаритовая последовательно дифференцированная формация, 4 - контрастная липарит-базальтовая формация; 5 - участки развития "цветного меланжа"; 6 - Средиземноморский складчатый пояс; 7 - альпийские краевые прогибы; 8 - эпипалеозойские плиты; 9 - докембрийские платформы; 10 - основные разломы: а - достоверные, б - предполагаемые; 11 - покровы и надвиги; 12 - границы Средиземноморского пояса. Цифры на схеме - районы проявления вулканизма (см. рис. 2)

Палеогеновый вулканизм и офиолитовые пояса. Между офиолитами и палеогеновыми вулканитами не наблюдается никакой определенной пространственной связи (см. рис. 1). Имеются обширные области, где широко распространены офиолитовые пояса, например Анатолия западнее Эрзинджанского синтаксиса, Кветский офиолитовый шов и др., но совершенно отсутствуют палеогеновые вулканиты. В других случаях, наоборот, вулканизм проявляется весьма интенсивно, но нет офиолитов, например Аджаро-Триалеты, Тальш, Бадхыз, Герирудский прогиб, Аргандабская и Центрально-Иранская зоны и др. Местами можно наблюдать пространственную близость палеогеновых вулканитов и офиолитовых поясов, но при этом возникают различные соотношения. Почти повсеместно вулканиты резко несогласно перекрывают офиолитовые комплексы, как бы "запечатывая" их и распространяясь в разные стороны от офиолитовых поясов, например в Сабзеварской, Севано-Акеринской и Восточно-Иранской зонах. В то же время вулканический пояс Урмия-Доhtar простирается параллельно офиолитовому поясу Внутренней зоны Загроста. На юго-востоке пояса прослеживается еще один, более северный офиолитовый пояс, расположенный по северо-восточному краю Хамаданской зоны, но затем он поворачивает около Наина к северу, а вулканический пояс уходит к северо-западу и пересекает офиолиты. Вединские офиолиты ограничивают к югу распространение палеогенового вулканизма в Айондзор-Ордубадской зоне. Таким образом, закономерной пространственной связи между офиолитами и палеогеновым вулканизмом не существует.

В большинстве офиолитовых поясов главные тектонические движения, приведшие к формированию "цветного меланжа" и покровно-надвиговых структур, произошли до палеоцена или эоцена. На востоке, в Кветском офиолитовом поясе, сжатие имело место в конце позднего мела (в маастрихте), а в тылу пояса в палеоцене и эоцене возникли флишевые прогибы с проявлением плохо изученного основного вулканизма. В маастрихте же произошли сильнейшее сжатие и образование Оманского офиолитового шва. Загростский офиолитовый шов сформировался в предкампанское время. В конце позднего мела произошли складчатость и покровообразование в Восточно-Таврском, Аманусском и Кипрском офиолитовых поясах. Следовательно, на огромных пространствах Ближнего и Среднего Востока краевой офиолитовый шов сформировался в основном в маастрихтском веке [Ломизе, 1972]. В пределах офиолитовых поясов Ирана после основной фазы сжатия в конце позднего мела, возможно, намечается еще одна кратковременная, относительно слабая фаза усиления движений такого же знака в раннем палеоцене — времени первых орогенических подвижек в Северном Иране [Stöcklin, 1974]. В Севанском офиолитовом поясе главная фаза сжатия имела место где-то в позднем сеномане или туроне, а в Вединской, более южной, зоне — в середине коньяка, при условии, что вединские офиолиты автохтонны.

Таким образом, не позднее маастрихтского века, но также и в более раннее время происходили энергичные тектонические движения, которые привели к сильному сжатию зон с развитием пород офиолитового комплекса, образованию "цветного меланжа" и его надвиганию и частичному шарьированию. Следует отметить, что во всех офиолитовых поясах в период тектонического сжатия нигде не отмечено проявлений вулканической активности. В ряде мест можно отчетливо наблюдать, что сжатие в офиолитовых поясах сопровождалось в соседних районах явлениями тектонического растяжения. Так, формирование Севанского офиолитового шва происходило практически одновременно с раздроблением и погружением южного края Закавказского срединного массива, сопровождавшимся мощными извержениями дифференцированной серии пород [Адамия и др., 1974]. Складкообразовательные движения в Керман-Тебесской зоне в Найбандском прогибе, западнее Лутского массива, были синхронны заложению Восточно-Иранского прогиба к востоку от массива [Stöcklin et al., 1972]. Складчатость и образование надвигов во Внутренней зоне Загроста, возможно, частично компенсировались растяжением в Хамаданской зоне и т.д. Во всех рассмотренных выше районах эоценовые вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи резко несогласно перекрывают породы офиолитовых комплексов, однозначно свидетельствуя о сильных тектони-

ческих движениях и значительном временном перерыве, имевших места между сжатием в пределах офиолитовых поясов и проявлением эоценового вулканизма. Минеральный разрыв во времени не менее 20–25 млн. лет, но чаще он гораздо больше — 30–40 млн. лет.

Таким образом, в пределах Ближне- и Средневосточного сегментов Средиземноморского пояса в палеогеновое время чрезвычайно интенсивно проявилась вулканическая деятельность, ограниченная на западе Эрзинджанским, а на востоке — Пенджабским синтаксисами. Максимальная вспышка вулканизма приходится на эоценовую эпоху, а там, где есть возможность более детальной стратиграфической привязки разрезов, этот интервал сокращается до среднего эоцена (рис. 2). Таким образом устанавливается определенная синхронность вулканизма на обширных пространствах пояса. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи практически во всех районах залегают с размывом, угловым и часто очень резким несогласием на более древних отложениях, включая офиолитовые комплексы. Во многих местах вулканогенный эоцен непосредственно ложится на метаморфические докембрийские (?) образования. Даже в тех районах, где палеогеновому вулканизму предшествовал позднемеловой, отмечаются предпалеоценовые либо предэоценовые движения различной силы. Все это указывает на явную наложенность вулканических процессов.

Палеогеновый вулканизм был приурочен к различным структурным зонам и проявлялся в различных условиях: подводных, мелководно-морских и континентальных. В одних случаях он был связан с прогибами геосинклинального типа, в других — с жесткими структурами, в третьих — с областями, подвергшимися складчатости и вступившими в орогенный этап развития. Особенность палеогенового вулканизма состоит в подавляющем преобладании эксплозивных процессов над собственно эффузивными. В большинстве случаев доля пирокластического материала 70–80% и более от суммарного объема вулканитов, что указывает на богатство магм летучими компонентами. Преобладали извержения центрального типа и гораздо реже имели место трещинные излияния. Вулканическая деятельность во многих случаях сопровождалась формированием гипабиссальных и субвулканических интрузий среднего и кислого состава. Становление этих интрузий происходило либо одновременно с вулканизмом, либо несколько запаздывало.

Петрохимия эоценовых вулканитов. Анализ петрохимических особенностей эоценовых вулканогенных толщ рассматриваемой части Альпийского пояса позволяет выявить некоторые общие закономерности. Для анализа петрохимических особенностей вулканитов нами было собрано более 800 химических анализов пород, заимствованных из различных источников [Асланян, 1958; Азизбеков, 1961; Джербашян, 1966; Геология . . . , 1970; Кочетков и др., 1972; Адамия и др., 1974; Лордкипанидзе, Закариадзе, 1974; Довгаль (неопубликованные данные); Надарейшвили, 1974; Stalder, 1971; Förster et al., 1972; Darvishzadeh, Arjangraves, 1975; Darvich-Zad, 1976; Dimitrijevič (неопубликованные данные)]. В пределах северной зоны геосинклинальных эоценовых прогибов — Аджаро-Триалетского, Тальшкского и Эльбурского — распространены преимущественно субщелочные серии слабо или почти недифференцированных, главным образом основных пород, характеризующихся низкой титанистостью (особенно в Аджаро-Триалетском прогибе), слабым возрастанием K/Na отношения во времени, низкой степенью окисленности. Несмотря на черты сходства, вулканиты обладают и существенными различиями, связанными с характером первичной магмы. Так, среднеэоценовые эффузивы Аджаро-Триалет характеризуются толеитовой тенденцией дифференциации (Феннеровский тренд) с быстрым накоплением железа (для базальтовых составов), высокой магнезиальностью и низкой глиноземистостью (рис. 3,а). Вулканиты Эльбурса характеризуются такой же, но хуже выраженной толеитовой тенденцией дифференциации, но они в целом более железисты (рис. 3,б). Кроме того, им свойственны меньшая магнезиальность и высокая глиноземистость. Базальты и андезито-базальты Тальша обладают высокой лейкократовостью и резко пониженной железистостью. Все это свидетельствует о том, что субщелочные базальтоиды Аджаро-Триалет, скорее всего, производные наименее дифференцированной

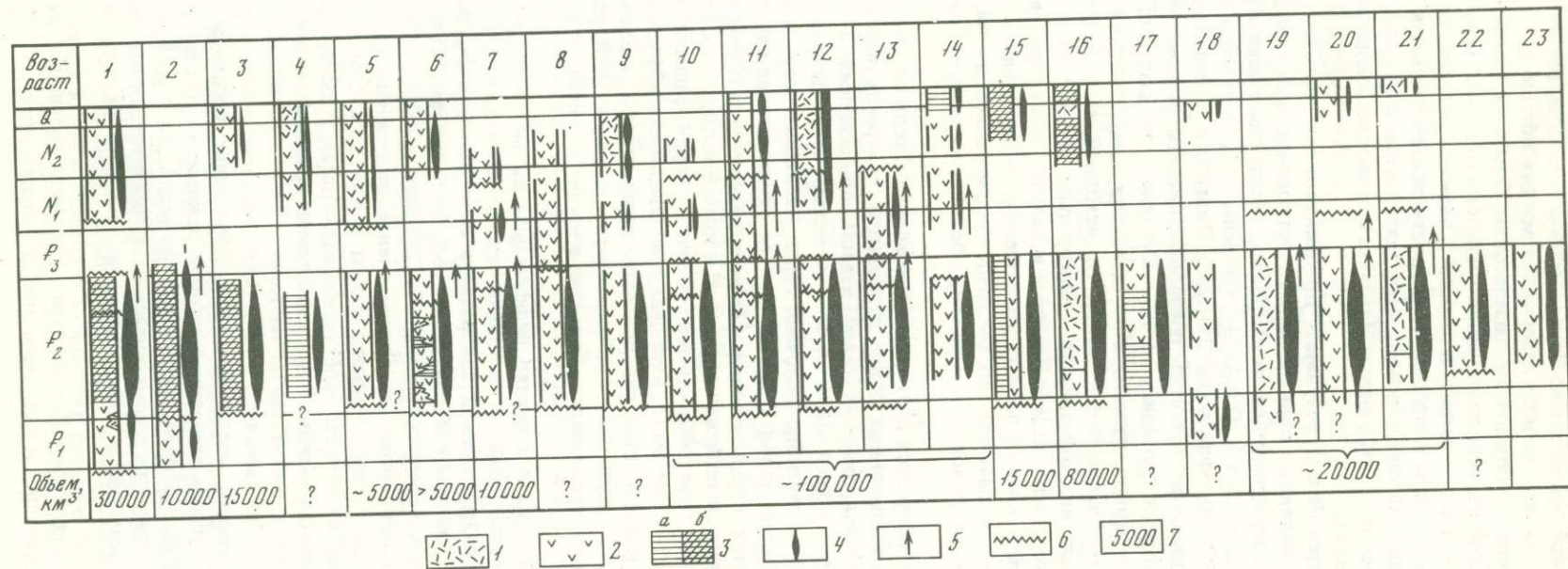


Рис. 2. Кайнозойский вулканизм Средиземноморского пояса в пределах Кавказа, Ближнего и Среднего Востока

1 – липариты и дациты; 2 – последовательно дифференцированная известково-щелочная базальт-андезит-дацит-липаритовая формация с преобладанием андезитов; 3 – недифференцированные базальтовые формации: а – нормальной щелочности, б – субщелочная; 4 – условный показатель интенсивности вулканизма; 5 – интрузии; 6 – складкообразовательные движения; 7 – объем палеогеновых вулканических продуктов, км³. Районы проявления вулканической деятельности: 1 – Аджаро-Триалетъ, 2 – Гальш, 3 – Эльбурс, 4 – Артино-Болнисская глыба, 5 – Восточные Понтиды, 6 – Севано-Акеринская зона, 7 – Айоцзортельность; 8 – Иранский Азербайджан, 9 – Балгаш, 10–14 – пояс Урмия-Дохтар (10 – Кум, 11 – Йезд, 12 – Керман-Сирджан, 13 – Кахар-Ганбад, 14 – Ордубадская зона, 15 – Сабзевар, 16 – Лутский массив, 17 – Восточно-Иранская зона, 18 – Катавазская зона, 19 – Герирудский прогиб, 20 – Фарахрудская зона, 21 – Аргандабская зона, 22 – Бадхыз (Туранская плита), 23 – Центрально-Иранская зона

и наиболее глубокой относительно "сухой" магмы, что подчеркивается их высокой магнезиальностью, так как низкие содержания магния обычно не характерны для первичных выделений. Субщелочные базальтоиды Эльбурса, характеризующиеся относительно высокой калиевоностью, глиноземистостью и низкой магнезиальностью, формировались в условиях явного и сильного влияния летучих, по-видимому, с относительно затрудненным и прерывистым поступлением магмы к поверхности. Базальтоиды Тальша обладают низкой магнезиальностью и высокой лейкократовостью, что сближает их с эффузивами Эльбурса и позволяет предполагать сходные условия формирования.

Во всех этих прогибах в результате продвинувшейся эволюции расплавов в позднем эоцене появляются вулканиты с известково-щелочной тенденцией дифференциации, характеризующейся относительно медленным темпом накопления Fe, увеличением содержания K_2O и Al_2O_3 , высоким коэффициентом окисленности. Характерная особенность эффузивов Эльбурса, Тальша и в меньшей степени Аджаро-Триалет — широкое развитие роговообманковых разновидностей пород. Расчет дискриминантных функций, по В.А. Кутолину, показал, что базальтоиды рассматриваемых прогибов относятся к базальтам континентальной оливин-базальтовой формации. Можно предполагать, что исходной магмой для вулканитов Аджаро-Триалет была низкотитанистая, относительно "сухая" магма типа субщелочных оливиновых базальтов. Для Эльбурса и Тальша характерно формирование магмы под большим влиянием летучих компонентов. Появления подобных расплавов на поверхности связываются с их быстрым продвижением из очагов генерации по зонам крупных разрывов, по-видимому, без формирования промежуточных очагов.

Эоценовый вулканизм всех других зон Ближнего и Среднего Востока довольно резко отличается от описанных выше вулканитов и характеризуется развитием непрерывно дифференцированных серий известково-щелочных и гораздо реже субщелочных пород, с общей высокой железистостью, существенно превышающей общую железистость известково-щелочной серии Каскадных гор — классического примера подобных серий пород (рис. 3, в—е). Эта закономерная картина нарушается лишь в вулканитах верхнего эоцена Айюцдзора и олигоцена Вардениса, которые характеризуются очень низкой железистостью и крайне высокой магнезиальностью, но обладают типичным известково-щелочным типом дифференциации с медленным темпом накопления Fe (рис. 3, г). Учитывая приуроченность эффузивов Вардениса на диаграмме AFM к полю пород гиперстеновой серии, их наиболее высокий коэффициент титанистости среди всех эоценовых вулканитов, а также высокую лейкократовость, следует предполагать большое влияние вещества коры на первичную магму.

Эволюция вулканизма и характер дифференциации магм, несмотря на черты сходства, в конкретных районах довольно сильно различаются. В пределах Севанской и Айюцдзор-Ордубадской зон развита непрерывно дифференцированная базальт-андезит-дацит-липаритовая серия пород, отличающаяся высокой лейкократовостью основных и средних своих членов, сравнительно низкой титанистостью, магнезиальностью и окисленностью. Распределение содержания K_2O в эоцен-олигоценовых вулканитах Малого Кавказа весьма различно. С одной стороны, как будто бы наименьшая калиевоность свойственна вулканитам южных зон, в частности Айюцдзор-Ордубадского прогиба. С другой стороны, разброс значений K_2O в пределах вулканитов даже одной свиты настолько велик (в породах одинаковой кремнекислотности), что выводы о латеральной закономерности в распределении K_2O оказываются весьма неоднозначными. Объяснение таким различиям надо искать во влиянии консолидированной коры и режима летучих на эволюционировавшие расплавы. Расчеты дискриминантных функций, по В.А. Кутолину, свидетельствуют о принадлежности рассматриваемых вулканитов к производным типичной андезитовой формации, в которой увеличение K_2O не является функцией глубины очага.

Вулканогенный пояс Урмия-Дохтар характеризуется развитием вулканических пород, ближе всего стоящих к типичным представителям пород известково-щелоч-

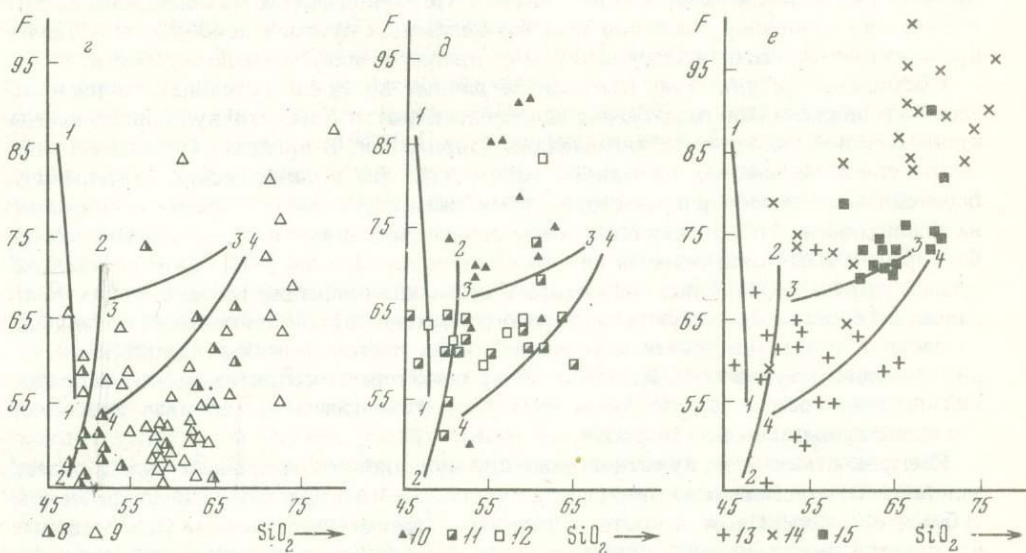
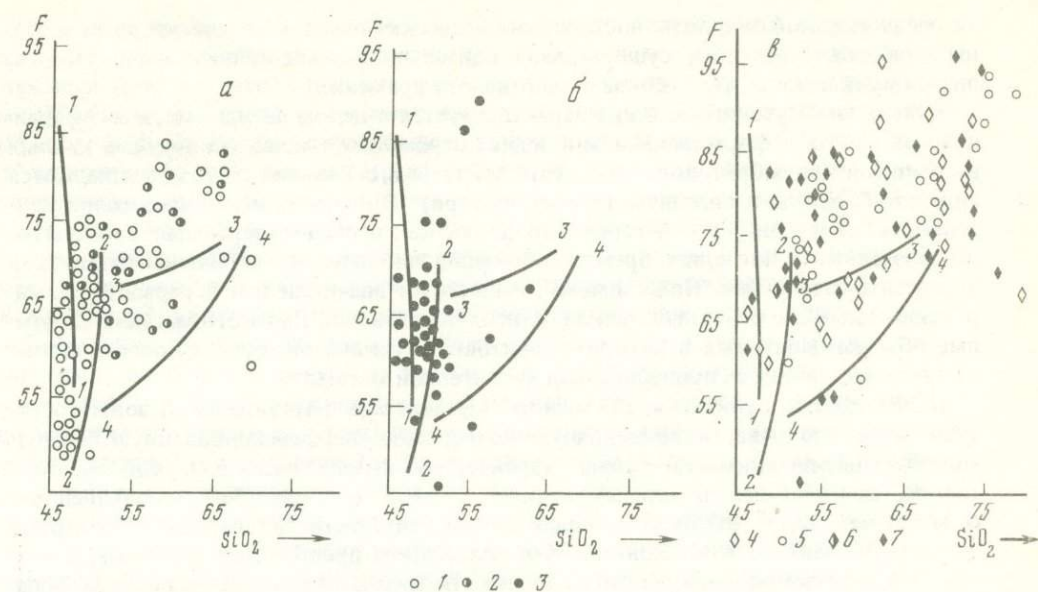


Рис. 3. Диаграмма: общая железистость $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$ — кремнекислотность кайнозойских вулканитов Кавказа, Ближнего и Среднего Востока

Линии составов: 1-1 — Скаергаардская интрузия, 2-2 — толейтовая серия, 3-3 — андезит-дацит-липарит, 4-4 — известково-щелочная серия Каскадных гор. а — Аджаро-Триалеты: 1 — средний и 2 — верхний эоцен; б — Эльбурс: 3 — эоцен; в — Севано-Ширакская зона: 4 — нижний эоцен, агарцинская свита, 5-6 — средний эоцен: 5 — ширакская и 6 — кировооканская свиты, 7 — верхний эоцен, памбакская свита; г — 8 — Айюцзор, верхний эоцен, 9 — Варденис, олигоцен; д — пояс Урмия-Дохтар: 10 — эоцен, 11 — миоцен, 12 — плиоцен-антропоген; е — 13 — Лутский массив, эоцен-антропоген, 14 — Аргандабская зона, эоцен, 15 — Дешт-И-Навар, Афганистан, плиоцен-антропоген

ной серии, несмотря на некоторые отличия. Общая особенность вулканитов — пониженная магнезиальность, калий-натровый характер и широкое развитие рогово-обманковых разновидностей пород, что заставляет предполагать в качестве исходной магмы, близкую по типу к лейкобазальтовой. Магматические очаги в пределах пояса обладали затрудненной связью с поверхностью, испытывая влияние консолидированной коры и большого количества летучих. Все это определяло неодинаковый ход эволюции магмы в отдельных отшнуровавшихся очагах. В одних случаях эта эволюция была гомодромной, в других — антидромной, но все вулканы облада-

ли очень высокой эксплозивностью. Магматические очаги, с которыми были связаны эоценовые вулканы, существовали длительное время и, постепенно умирая, питали вулканы вплоть до конца четвертичного времени.

Вулканизм Лутского массива характеризуется в целом антидромной дифференциацией магмы с формированием в эоцене огромного и мощного покрова кислых вулканитов игнимбритового типа, хотя местами в основании разреза наблюдаются андезит-базальты и андезиты (хребет Шотори). Однако не исключено развитие в этом районе и контрастной серии пород, так как неоген-четвертичные вулканы, обнаруженные в последнее время на большой площади, представлены базальтами и андезит-базальтами. По-видимому, существует значительный перерыв в формировании кислых и основных вулканогенных образований Лутского массива. Огромные объемы дацитовых и липарито-дацитовых вулканитов, судя по особенностям их химизма, являются производными палингенной магмы.

Палеогеновые вулканы Восточного Афганистана (Аргандабской зоны) образуют типичную известково-щелочную непрерывно дифференцированную базальт-андезит-дацит-липаритовую серию, характеризующуюся очень высокой железистостью, достигающей в кислых членах 85–105 (см. рис. 3,е); повышенным содержанием K_2O ; высоким коэффициентом титанистости; низкой лейкократовостью. По данным Ю.М. Довгаля, в низах разреза преобладают натровые, в верхах — калиевые разновидности. Особенности химизма кислых эффузивов обнаруживают их большое сходство с липаритами трапповой формации Северо-Западного Индостана. Эволюция расплавов шла гомодромным путем, с явным присутствием промежуточных очагов и затрудненным продвижением магмы к поверхности.

Обсуждение результатов. Имеющиеся данные по связи вулканизма с тектоническими движениями однозначно свидетельствуют о том, что вулканизм всегда проявляется в условиях растягивающих напряжений. В пределах Средиземноморского пояса неизвестно ни одного района, где бы вулканическая деятельность была связана с достоверными структурами сжатия. Вопрос о том, всегда ли сжатие на поверхности сопровождается такими же напряжениями и на глубине, не может быть решен в настоящее время вполне однозначно. Для нас важно, что растяжение происходит на тех глубинах, на которых возможна генерация магматических расплавов, и глубины эти могут существенно различаться. Если эта посылка правильна, то следует проанализировать, в условиях каких тектонических движений происходил эоценовый вулканизм. Восстановление характера палеотектонических напряжений представляет собой сложную задачу, но геологический материал позволяет это сделать довольно достоверно.

Как уже отмечалось, вулканогенные или вулканогенно-осадочные толщи эоцена залегают на подстилающих породах, в том числе и на древнем метаморфическом субстрате с перерывом и часто с резким угловым несогласием. Палеогеновые вулканы несогласно перекрывают также и породы офиолитовых комплексов. Иными словами, перед началом вулканической деятельности в разных районах имели место энергичные тектонические движения, различные по своей силе и характеризовавшиеся напряжениями явного сжатия.

Формирование сильно дислоцированных офиолитовых поясов с "цветным меланжем" обычно рассматривается как "захлопывание" прогибов с океанической корой в результате встречного движения плит. При этом образуются зоны субдукции, в причинной связи с которыми находятся палеозоны Беньофа и связанный с последними вулканизм. Существуют работы, в которых практически любой вулканизм (кроме раннегеосинклиналиного) в любых структурах, в том числе и на срединных массивах, объясняется активностью палеозон Беньофа, полого "проникающих" под жесткие структуры на сотни километров [Адамия и др., 1977; Jung et al., 1976; Girod, Conrad, 1975]. В таком понимании рассматриваемый вулканизм есть функции горизонтальных перемещений отдельных "микро-" и "макроплит". При подобном подходе следовало бы, естественно, ожидать проявления вулканической деятельности "островодужного" типа либо в момент тектонического сжатия, либо непосредственно за ним, т.е. в рассматриваемом случае где-то в конце раннего мела, в начале и в конце позднего мела. Однако главная

вспышка дифференцированного известково-щелочного андезитового вулканизма началась в эоценовую эпоху, значительно (на 7–20 млн. лет и более) оторванную во времени даже от самых поздних фаз сжатия и складчатости в офиолитовых зонах. Отметим также, что в пределах Анатолии, там, где офиолиты развиты гораздо шире и фазы сжатия также происходили в позднем мелу, вообще нет никакого андезитового вулканизма. Предполагают, что палеогеновый и даже более поздний вулканизм на Кавказе связан с остаточной активностью меловых палеозон Беньофа [Адамия и др., 1977; Хаин, 1975]. Однако позднемеловой вулканизм был гораздо слабее эоценового и развит лишь локально. Остается неясным, почему "остаточная" активность намного превосходила первоначальную?

В аспекте реконструкции палеотектонических напряжений важно подчеркнуть, что после эпохи энергичного повсеместного сжатия, которое могло быть вызвано различными, но в целом неясными причинами, наступает своеобразная тектоническая "пауза", характеризовавшаяся либо ослаблением сжимающих усилий, либо усилением (хотя и неравномерным) противоположных движений — растягивающих. Подобное явление сопровождается мощной вспышкой вулканизма. В каждом конкретном районе Средиземноморского пояса эти явления растяжения и сопутствующего вулканизма реализуются по-разному, однако существование эпохи снижения и спада тектонической активности между эпохами интенсивного сжатия доказывается весьма убедительно. Тектоническая "пауза" приходится на отрезок времени примерно в 30 млн. лет и падает на ранний—средний эоцен. Фазы сжатия отвечают соответственно интервалам в 80–70 (конец позднего мела) и 37–26 млн. лет (поздний олигоцен—ранний миоцен) [Казьмин, 1976]. Именно в эпоху раннего—среднего эоцена в пределах Средиземноморского пояса не формируются олистохромы, связанные, как известно, с образованием фронтальных частей покровов, т.е. структур сжатия [Леонов, 1976]. Существование эоценовой эпохи растяжения подтверждается даже с позиций признания движения плит и сопряженных с ними рифтовых зон. Сравнительно быстрое ослабление сжимающих усилий после поздне-меловой фазы сильнейшего сжатия привело к явлениям растяжения и частичного раздробления консолидированных разновозрастных складчатых структур. Это раздробление и погружение хорошо фиксируется в разных тектонических единицах пояса резко несогласным залеганием вулканогенного эоцена на разнородном, в том числе и жестком, кристаллическом фундаменте (Артвино-Болнисская глыба, Алжаро-Триалеты, Северо-Западный Иран, Эльбурс, Фарахрудская и Аргандабская зоны, Лутская глыба, Туранская плита (Бадхыз) и др.). Наложенность процессов эоценового вулканизма служит убедительным признаком повсеместных растягивающих напряжений. По-видимому, возникновение глубоких расколов, снижение общего всестороннего давления и выплавление магмы могло полнее всего осуществляться в местах, подвергшихся наибольшему растяжению. Не последнюю роль играли и уже ранее ослабленные зоны, где вулканизм мог более легко развиваться в унаследованной форме, например в Аджаро-Триалетах.

Палеогеновый вулканизм и островные дуги. Рассмотрим палеотектонические обстановки в палеогеновом периоде в пределах Кавказа, Ближнего и Среднего Востока. Непременной предпосылкой такого анализа должно стать сравнение палеогеновой тектонической обстановки с таковой современных островных дуг, ибо имеющиеся реконструкции прямо указывают на аналогию палеогеновых зон вулканизма на Малом Кавказе, пояса Урмия-Дохтар и других районов с островными дугами [Адамия и др., 1977; Jung et al., 1976]. Существует определенный набор структурных элементов, характерный для современных островных дуг: обширное океаническое пространство без гранитно-метаморфического слоя; наличие глубоководного желоба и островной дуги, а также почти обязательного окраинного моря с океаническим или субокеаническим типом строения земной коры. Представляется, что только совокупность всех этих элементов позволяет, используя метод актуализма, проводить аналогию между современными и древними островными дугами. Один или даже два признака, выхваченных из общего набора, не дают нам право на подобное сопоставление, как, например, наличие только складчатости, или только основного вулканизма, или только мощной толщи пород не дает

нам право говорить о наличии в каком-то районе геосинклинали. В какой же степени обстановка современных островных дуг реализуется для палеогенового периода рассматриваемой территории?

В пределах Малого Кавказа океанические пространства с безграничной корой (если таковые и существовали) должны были исчезнуть либо в конце раннего мела (в альбе) [Белов и др., 1976], либо в сеноманском веке. Именно в это время сформировался Эрзинджано-Севанский офиолитовый шов, породы в пределах которого хотя и сильно деформированы, но залегают весьма круто, что подчеркивается всеми исследователями. Вединский офиолитовый шов (если он не аллохтонный!) сформировался в коньякском веке. Все эоценовые вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи с резким угловым несогласием перекрывают офиолитовые швы. Вполне очевидно, что в эоцене не существовали и глубокоководные желоба, так же как и моря типа окраинных с безграничной корой, хотя морские условия, конечно, имели место. Таким образом, ни одно условие (в смысле набора необходимых элементов) для реконструкции палеотектонических обстановок, близких к современным островодужным, на территории Малого Кавказа в палеогеновое время не выдерживается. Что же остается? Несомненной реальностью является наличие несплошного пояса известково-щелочных вулканических пород, представленных в целом непрерывно дифференцированной серией, местами с повышенной щелочностью, особенно в конце его формирования. Вулканический пояс располагается как севернее Эрзинджан-Севанской офиолитовой зоны, так и южнее ее. В пределах самой зоны вулканогенный эоцен залегает полого и резко несогласно на карбонатных отложениях верхнего сенона и нижнего палеоцена. К западу от оз. Севан вулканы Ширакского прогиба полностью перекрывают офиолитовую зону. Севернее Вединского офиолитового шва находятся сравнительно мало эоценовых вулканитов, а толща позднеэоцен-олигоценых эффузивов Даралагезского прогиба расположена гораздо восточнее. Следовательно, в палеогеновое время в рассматриваемом районе не существовало обстановки, сходной с обстановками современных островных дуг. Даже если допустить связь эоценового вулканизма, расположенного севернее Эрзинджан-Севанского офиолитового шва, с палеозонной Беньофа, то как быть с полями вулканитов, расположенных южнее, и почему вулканитов этого же возраста нет, скажем, в пределах Анатолии, где офиолитовых зон гораздо больше и поэтому можно было бы ожидать и многочисленные андезитовые вулканические пояса "островодужного типа"?

Неясным моментом является интерпретация латеральной зональности в содержании K_2O . Увеличение содержания K_2O в островных дугах во внешнюю сторону и в пределах некоторых континентальных окраин — явление, известное уже давно, хотя и объясняемое по-разному. В последнее время появились материалы, ставящие под сомнение подобную универсальную зависимость. Так, на Малой и Большой Курильских островных дугах наблюдаются обратные соотношения — повышенная щелочность характеризует эффузивы Малой Курильской дуги [Фролова, 1977]. Отрицается сейчас и поперечная зональность по щелочности в пределах Камчатки, хотя вдоль побережья Тихого океана и выделяется зона низкокальциевых базальтов. Выясняется также более сложная картина распределения щелочей в кайнозойских вулканитах запада Северной Америки. Поскольку андезитовая магма, скорее всего, формируется в результате процессов магматического замещения в земной коре, то, кроме влияния коры на содержание щелочей в магме, большое значение приобретает щелочность первичной базальтовой магмы, которая зависит в общем виде от глубины генерации расплавов. На содержание K_2O сильно влияет и кристаллизационная дифференциация, при которой колебания K_2O будут больше зависеть от кремнекислотности породы, чем от содержания K в первичных расплавах. Кроме того, хорошо известны резкие колебания содержания K в процессе вулканической деятельности, что было показано на примере эоценового вулканизма Севано-Ширакского синклинория. Если количество K_2O определяется только глубиной выплавления магмы в зоне Беньофа, то такие колебания трудно объяснить [Cawthorn, 1977]. Кроме того, латеральная зональность в содержании K_2O , объясняемая с позиций увеличения глубинности очагов, имеет смысл только в случае эволюцион-

ного ряда: пижонитовый базальт — щелочной базальт — трахит. Если же эволюция идет в сторону гиперстеновых базальтов и андезитов, то механизм увеличения содержания K_2O носит принципиально иной характер (коровый тренд). Следует также отметить, что связь магматических очагов с сейсмофокальной зоной не представляется однозначной. Таким образом, нельзя только за повышением содержания K_2O в латеральном направлении в известково-щелочных сериях пород (при условии, что оно достоверно устанавливается!) в разобренных вулканических покровах сразу же видеть зону Беньофа и субдукцию.

Вулканический пояс Урмия-Дохтар и эоценовые вулканы Эльбурса иногда рассматриваются как результат действия субдукции в зоне Загроса и пологого падения к северу зоны Беньофа, следствием чего являются более глубинные и щелочные магмы в Эльбурсе [Jung et al., 1976]. Уже было показано, что основное сжатие во внутренней зоне Загроса, где местами развит офиолитовый комплекс, также в другом узком офиолитовом шве, расположенном по северной окраине Хамаданской зоны, происходило либо перед маастрихтом, либо в его середине. Однако вулканическая активность началась гораздо позже, только в среднем эоцене. Вулканы Эльбурса несогласно наложены на жесткий северный край Центрально-Иранской промежуточной зоны, подвергшейся раздроблению в эту эпоху с образованием грабенообразного прогиба. Фазы сжатия здесь имели место в палеоцене и олигоцене. Пояс Урмия-Дохтар также приурочен к линейной структуре типа грабена, наложенного на южный край Центрально-Иранской промежуточной зоны [Dimitrijević, 1973]. Именно в эоцене наблюдается процесс растяжения и раздробления краевых участков этой консолидированной зоны. Характер магматизма, типы исходных магм, их эволюция — все было различным в пределах пояса Урмия-Дохтар и Эльбурса. К тому же не существовали условия, хотя бы отдаленно напоминавшие условия современных островных дуг. Поэтому и связывать вулканизм этих двух районов с одной и той же предполагаемой зоной Беньофа или даже с двумя разными нет никаких оснований, тем более что и петрохимически вулканы совершенно разные. Бездоказательным выглядит утверждение о связи эоценового вулканизма Лутского массива с пододвиганием под него Индостанской плиты [Darvich-Zad, 1976]. Нет никаких более или менее убедительных данных, позволяющих объяснить вулканизм Бадхыза, Герирудской, Фарахрудской, Аргандабской и других отмеченных выше зон процессами субдукции.

Следует обратить внимание, что сравнение какого-либо вулканизма с "островодужным" практически теряет смысл из-за разнообразия самих островных дуг. По существу, любой вулканизм, кроме, скажем, недифференцированного базальтового, может быть отнесен к "островодужному". Например, неоген-четвертичный вулканизм Карпат, Кавказа, Ирана, Афганистана, явно не имеющий никакого отношения к островным дугам, петрографически и петрохимически чрезвычайно сходен с "островодужным", и если игнорировать геологические условия его проявления, можно прийти к неверным выводам.

Выводы. В середине палеогена почти вся рассматриваемая территория Средиземноморского пояса оказалась под воздействием либо тектонических растяжений, либо явного ослабления напряжений сжатия. Максимум растяжения приходится на средний эоцен. Именно с этим временем связана наиболее мощная вспышка вулканизма, характер которого и состав продуктов менялись в зависимости от условия конкретных структур. В конце позднего мела и в олигоцене, когда имели место условия сжатия, вулканизм либо отсутствовал, либо проявлялся в слабой форме на ограниченных площадях. Новая эпоха сжатия наступила в конце эоцена. Мы не знаем пока причин такой периодичности сжатия и растяжения. Возможно, тут играют роль глобальные процессы или даже движения отдельных плит. Хотелось бы только отметить, что именно в палеогене вулканизмом были охвачены огромные пространства Индостанской платформы, Южной Аравии (Йемен), Северной Эфиопии и прилегающих акваторий северной части Индийского океана. Палеогеновый вулканизм проявлялся даже на Тянь-Шане [Добрецов, Загрузина, 1977]. Возможно, эти явления и находятся в какой-то причинной связи между собой. Во всяком случае несомненно возбужденное, разогретое состояние верхней ман-

тии на значительных пространствах. Не исключено, что такие последствия были вызваны общим тектоническим растяжением, образованием северной части Индийского океана, "растрескиванием" платформ и проникновением этого процесса к северо-западу, в пределы Средиземноморского пояса, где он постепенно затухал.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамия Ш.А., Гамкрелизе И.П., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря. — Геотектоника, 1974, № 1.
- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. — Геотектоника, 1977, № 4.
- Азизбеков Ш.А. Геология Нахичеванской АССР. М.: Госгеолтехиздат, 1961.
- Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958.
- Белов А.А., Книппер А.Л., Руженцев С.В. Историко-тектоническая структурная интерпретация гранито-гнейсовых массивов Альпийской складчатой области. — В кн.: Тектоника срединных массивов: Тр. совещ. М.: Наука, 1976.
- Геология Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН СССР, 1970. Т. IV. Петрография, вулканические породы.
- Джержбашян Р.Г. Петрохимические особенности и эволюция эоценового вулканизма Базумского хребта. — В кн.: Вопросы минералогии и петрографии Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1966.
- Добрецов Г.Л., Загружина И.А. Об особенностях проявления молодого базальтоидного магматизма в восточной части Тянь-Шаня. — Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 3.
- Казьмин В.Г. Геодинамика Африкано-Аравийской рифтовой системы. — Геотектоника, 1976, № 6.
- Кочетков А.Я., Демин А.Н., Стажило-Алексеев К.Ф., Чальян М.А. Магматические образования Центрального Афганистана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 9.
- Леонов М.Г. Тектонический режим эпох образования олигоценостромов. — Геотектоника, 1976, № 3.
- Ломизе М.Г. Краевые офиолитовые швы Альпид Ближнего и Среднего Востока. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1972, № 2.
- Лордкипанидзе М.Б., Закариадзе Г.С. Палеогеновый вулканизм Аджарии. — В кн.: Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тбилиси: Мецниереба, 1974.
- Надарейшвили Г.Ш. Эоценовый вулканизм юго-восточной Гурии. — В кн.: Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тбилиси: Мецниереба, 1974.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А., Фролов В.Т., Гуцин А.В. Особенности базальтового вулканизма Малой Курильской гряды. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, № 4.
- Хаин В.Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: Опыт геодинамической интерпретации. — Геотектоника, 1975, № 1.
- Cawthorn R.G. Petrological aspects of the correlation between potash content of orogenic magmas and earthquake depth. — Miner. Mag., 1977, vol. 41, N 318.
- Darvishzadeh A., Arjangraves B. Geochemical study of volcanic rocks of Sahl-Abad region (South of Birjand, Iran). — Bull. Fac. Sci. Tehran. Univ., 1975, vol. 6, N 3/4.
- Darvich-Zad A. Les caractères du volcanisme tertiaire de l'Est iranien-bloc du Lout. — Cah. géol., 1976, N 92.
- Dimitrijević M.D. Geology of Kerman Region. — Inst. Geol. and Mining. Beograd-Yugoslavia, 1973, rept. N Yu-52.
- Förster H. Association of volcanic rocks in the mountains south of Sabzevar (Ne Iran). — Rept of 23 Sess. Intern. Geol. Congr. Proc. sect. 2. Volcanism and Tectogenesis. Prague, 1968.
- Förster H., Fesefeldt F., Kürsten M. Magmatic and orogenic evolution of the Central Iranian volcanic belt. — 24th Intern. Geol. Congr. Sect. 2(Petrology). Montreal, 1972.
- Gerod M., Conrad G. Les formations volcaniques recentes du Sud de l'Iran (Kouh-e-Schahsavaran), données pétrologiques préliminaires; implications structurale. — Bull. volcanol., 1975, vol. 39, N 4.
- Fung D., Kürsten M., Tarkian M. Post-Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-Arabian under Eurasian. — Intern. Union. Commis. Sci. Stuttgart, 1976.
- Stalder P. Magmatismes tertiaire et subrecent entre Taleghan et Alamout, Elbourz Central (Iran). — Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1971, Bd. 51.
- Stöcklin I., Eftekhari-Nezhad G., Hushman-Zadeh A. Central Lut reconnaissance. — Geol. Surv. Iran, 1972, rept N 22.
- Stocklin I. Northern Iran: Alborz Mountains. — In: Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts. Data Orogenic Studies. Edinburgh, 1974.

ОЛИСТОСТРОМЫ АЛЬПИЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Термины "олистостром" и "олистолит" были предложены на V Международном петрологическом конгрессе от имени группы геологов Итальянской нефтяной компании Ж. Флоресом [Flores, 1959] для обозначения хаотических грубо-обломочных комплексов, развитых в олигоцен-миоценовых отложениях Центрально-Сицилийского бассейна. Сейчас эти термины получили широкое распространение среди геологов всего мира, причем со временем ими стали называть достаточно разнородные образования, имеющие часто относительное отношение к тем, которые Ж. Флорес именовал олистостромами. В нашу задачу не входит обоснование сложных и запутанных терминологических проблем, однако для понимания последующего материала необходимо кратко сформулировать то содержание, которое мы вкладываем в этот термин. При этом хотелось бы отметить, что оно не является настолько оригинальным, чтобы затруднить понимание этого термина, когда он используется другими авторами; напротив, мы постарались суммировать наиболее характерные черты, присущие этой категории хаотических комплексов.

Термин "олистостром" используется нами [Леонов, 1976] для обозначения четко ограниченных в пространстве геологических тел, сложенных комплексом отложений, характерной чертой которых является наличие мощных свалов несортированного глыбового, хаотически нагроможденного материала, ассоциирующего часто с тонкозернистыми песчано-глинистыми осадками. Олистостромы известны среди морских и континентальных отложений, в толщах тонкозернистых и грубо-обломочных пород. В олистостромах могут быть выделены основная масса (матрикс), сложенная чаще всего пелитовым материалом с той или иной примесью песчаного или карбонатного, и включения (олистолиты) в виде обломков, глыб и пластин различных пород, обычно более компетентных, чем включающая их масса. Размер включений меняется от нескольких сантиметров до десятков и сотен метров в поперечнике, иногда до многих километров в длину. Соотношения обломков и основной массы и включений непостоянны. Стратификация внутри тел олистостромов обычно отсутствует. Также отсутствует, как правило, и окатанность обломков. Мощность олистостромовых тел может достигать сотен метров, в отдельных случаях — до километра и более.

Олистостромы широко распространены во многих районах мира. Не является в этом смысле исключением и Альпийский складчатый пояс, где известны многие десятки местонахождений олистостромовых толщ. Глыбовые толщи хаотического строения, которые мы в настоящее время привыкли называть олистостромами, до последнего времени не слишком привлекали к себе внимание геологов, и их положение в структуре того или иного региона оставалось достаточно неясным, а распространение по площади и по разрезу казалось лишенным какой-либо закономерности. Действительно, на первый взгляд это так. Мы знаем в Альпийском поясе олистостромы юрского, мелового, палеогенового, четвертичного времени. Они развиты в Альпах и на Кавказе, Балканах, Динаридах, Турции, Иране и Гималаях. Олистостромы залегают среди флишевых и молассовых толщ, среди пород офиолитовой ассоциации, в геосинклинальных прогибах, на срединных массивах и окраинах платформ.

Однако направленное и систематическое изучение хаотических комплексов приводит к выводу, что расположение их далеко не столь хаотично, как их внутренняя структура. Выясняется, что в их размещении существует определенный и даже достаточно строгий порядок, который выражен в их приуроченности к определенным тектоническим структурам, а также к достаточно четко ограниченными стратиграфическим интервалам. Цель данной статьи — показать закономерности пространственно-временного распределения олистостромов в пределах Альпийского складчатого пояса, приуроченность их к определенным формационным группам пород и эволюцию олистостромов во времени в связи с общим развитием геосинклинальной области.

Олистостромы в пространственном и временном плане ассоциируют с несколькими группами пород, а именно: офиолитовым комплексом, флишем, молассой. Наиболее распространены олистостромы, образовавшиеся в период накопления флишевых отложений; менее значительны по площади, но тоже весьма представительны олистостромы, связанные с офиолитовым и молассовым комплексами. Рассмотрим несколько примеров олистостромовых образований, связанных с упомянутыми группами пород.

ОЛИСТОСТРОМЫ, СВЯЗАННЫЕ С ОФИОЛИТОВЫМ КОМПЛЕКСОМ

Олистостромы, пространственно связанные с породами офиолитового комплекса, известны во многих местах Альпийского пояса: Северных Апеннин, Динаридах, Турции, Малом Кавказе, Загросе, Омане, Гималаях. Среди этой категории олистостромов можно выделить два типа: собственно "офиолитовые" и офиолитокластовые.

Первый тип не имеет широкого распространения и известен на территории Западных Альп [Lemoine et al., 1970] и в Северных Апеннин [Elter, 1975; Gianelli, Principi, 1974]. В последнем районе они изучены лучше и представлены хаотическими брекчиями, которые входят в состав аллохтонного офиолитового комплекса, надвинутого на миогеосинклираль Тоскано-Умбрийского автохтона. Брекчии имеют мощность до нескольких десятков метров и прослеживаются по простиранию на 1–2 км. Размер обломков до нескольких метров в поперечнике. Появление в обломках метаморфизованных габбро, пород с деформированными кристаллами, со сланцеватыми и гнейсовидными текстурами указывает на образование олистостромов за счет дезинтеграции деформированных и метаморфизованных пород дна бассейна с корой океанического типа. Брекчии залегают или внутри расчлененных ультраосновных пород, или в основании первых горизонтов вулканогенно-осадочных пелагических пород верхней юры–нижнего мела. Анализ взаимоотношений брекчий с окружающими образованиями и их структурные взаимоотношения свидетельствуют, что данный тип олистостромов образовался на дне глубоководного бассейна за счет разрушения тектонических уступов, сформированных зарождающимися надвигами и покровами.

Описанный тип олистостромов относится к наиболее ранним по времени олистоstromам Альпийского пояса. Наиболее характерные черты этого типа: наличие обломков исключительно пород офиолитовой ассоциации, главным образом ее габбро-гипербазитовой части, и залегание в основании или в самых низах вулканогенно-осадочной части офиолитовой триады, а также незначительное распространение и объем.

Офиолитокластовые олистостромы распространены гораздо шире и известны во многих районах Альпийского складчатого пояса [Белостоцкий, 1975; Книппер, 1975; Соколов, 1977; Мезозойско-кайнозойские . . . , 1977; Эльтер, Тревизан, 1976]. Они так же, как и предыдущий тип, связаны пространственно с породами офиолитового комплекса и образуются за счет его разрушения. Отличие же этого типа от первого состоит в том, что олистостромы второго типа залегают не среди пород офиолитовой ассоциации, а появляются в карбонатно-терригенных, часто флишеидных отложениях, или перекрывающих офиолитовый комплекс, или развитых в пределах иных структурно-фациальных зон, соседствующих с областями развития пород офиолитовой ассоциации.

Для этих олистостромов характерно, так же как и для "собственно офиолитовых", наличие в обломках главным образом пород офиолитовой ассоциации, но состав их более разнообразен. Кроме обломков офиолитов, появляются отторженцы и других пород: известняков, сланцев, метаморфических и вулканогенных пород. Мощность этих олистостромов достигает многих десятков и сотен метров. Представлены они линзами, прослоями и горизонтами глыбовых грубообломочных хаотически построенных брекчий. Размер обломков в них может достигать сотен кубических метров. Стдельные пластины имеют протяженность во многие километры и десятки километров и могут быть отнесены к категории тектонических покровов.

Одним из показательных примеров офиолитокластовых олистостромов является Севано-Акеринская зона Малого Кавказа [Книппер, 1975; Соколов, 1977]. Олистостромы залегают здесь среди отложений верхнего мела и пространственно связаны с выходами офиолитов. Олистостромы, как правило, появляются в верхней части разреза автохтона, непосредственно надстраивая флишеидные серии альба-сеномана, и переслаиваются с нормально-осадочными стратифицированными отложениями. Вся совокупность глыбовых брекчий и межоллистостромовых слоев образует олистостромовую толщу, мощность которой варьирует от 100 до 1000 м. Обломочный материал содержит главным образом продукты разрушения пород офиолитового комплекса: гипербазиты, габброиды, эффузивы, кремнистые породы, радиоляриты, а также известняки и метаморфические сланцы. Некоторые олистолиты представляют собой фрагменты серпентинитового меланжа.

Межоллистостромовые отложения сложены конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, мергелями, известняками. Состав обломочного материала межоллистостромовых слоев офиолитокластовый, т.е. аналогичен составу обломков в олистостромах. Возраст олистостромов Севано-Акеринской зоны — сеноман-нижний коньяк.

Формирование олистостромов Малого Кавказа происходило за счет разрушения офиолитового комплекса пород. Появление офиолитов в зоне размыва было обусловлено тектоническими движениями, приведшими к образованию тектонических покровов, перекрывающих в настоящее время толщи олистостромов. Разрушение фронтальных частей тектонических покровов привело к накоплению огромных масс грубообломочного материала, который сносился в бассейн седиментации. Быстрому разрушению покровов способствовала интенсивная тектоническая раздробленность. Появлению олистостромов предшествовало накопление флишеидных отложений. Однако в данном случае мы имеем дело с частным небольшим и кратковременно развивающимся флишевым прогибом, который кончает свое существование с момента формирования мощных олистостромовых накоплений.

Офиолитокластовые олистостромы известны во многих районах Альпийской геосинклинали: Апеннинах, Альпах, Динаридах, Ликийском Тавре, Омане и, вероятно, Гималаях. Интересно, что в Апеннинах, например, они по времени более поздние, чем офиолитовые олистостромы. И формировались тогда, когда покровные перемещения достигали значительной интенсивности, когда образовывались системы тектонических покровов и разрушению и дезинтеграции подвержены были не только породы офиолитового комплекса, но и придвинувшиеся к этому времени породы более тыловых структурно-формационных зон, что находит отражение в большем разнообразии обломочного материала в составе олистострома. Этот тип олистостромов фиксирует своим появлением стадию "зрелого" офиолитового меланжа.

Характерными чертами этого типа олистостромов надо считать: а) расположение в разных структурно-формационных зонах (в Восточном Тавре, в частности, этот тип олистостромов известен среди эпиплатформенных отложений автохтона — олистостром Бесни [Rigo de Rigi, Cortesini, 1964]); б) более разнообразный, чем в первом типе, состав обломков, что свидетельствует о разрушении пород разных структурных зон, а не только ложа океанического бассейна; в) связь с флишеидными или флишевыми отложениями, синхронными или предшествующими формированию олистостромов; г) тесная связь этого типа олистостромов с серпентинитовым меланжем; д) более молодой в сравнении с первым типом возраст (среди образований этого типа известны апт-альб-сеноманские, сеноман-туронские, кампан-маастрихтские олистостромы); е) значительно большая мощность и площадное распространение в сравнении с "офиолитовыми" олистостромами.

ОЛИСТОСТРОМЫ, СВЯЗАННЫЕ С ФЛИШЕМ

Анализ материала по распространению олистостромов в Альпийском поясе показывает, что с флишевыми отложениями связаны самые значительные массы олистостромов. Олистостромы известны практически во всех более или менее крупных флишевых прогибах. И даже в тех случаях, когда флишевые прогибы

возникают локально и на короткие промежутки времени, флишевая седиментация осложняется накоплением хаотических грубообломочных отложений, как это можно наблюдать в титонском флише Болгарии или коньякском флише Судет. Не случайно поэтому, что флишевые олистостромы изучены наиболее полно. И еще в конце прошлого века, когда не существовало термина "олистостром", хаотические глыбовые образования, заключенные среди флишевых отложений, были названы "Wildflesch" — "дикий флиш" — названием, в котором четко отражены принадлежность этих отложений к комплексу флиша и дикий — хаотичный — облик их внутреннего строения и структуры.

Изучение олистостромовых образований, связанных с флишевыми отложениями различных районов Альпийского пояса, показывает, что они залегают среди толщ нормального флиша и связаны с ними постепенными переходами. В зонах дикого флиша толщи приобретают гетерогенное строение: среди основной массы, состоящей из характерных для флиша песчано-глинистых пород, появляются чужеродные, не свойственные флишу образования, состоящие из неслоистых грубообломочных пород. Чужеродные включения представлены пластинами, линзами и мощными горизонтами глыбовых конгломерато-брекчий и брекчий, состоящих из обломков более древних, чем вмещающая масса, отложений. Эти же древние породы встречаются среди флишевой массы и в виде отдельно разбросанных обломков, глыб и крупных пластообразных пластин.

В брекчиях выделяются два главных компонента: основная масса и обломки. Основная масса состоит из алевроито-песчанистых аргиллитов с большей или меньшей примесью карбонатного материала. В основную неслоистую массу заключены обломки, глыбы, пластины разнообразных пород. Брекчии бывают моно- и полигенные. Окатанность и сортировка обломков отсутствуют. Размер обломков колеблется в широких пределах от первых сантиметров до 20—30, иногда 100 м и более в поперечнике. Обломки расположены хаотично, без какой-либо видимой закономерности.

Отдельные обломки, глыбы и пластины залегают и вне горизонтов брекчий, непосредственно среди вмещающей флишевой массы и как бы плавают в ней. Часто встречаются резко удлиненные пластины, вытянутые по простиранию вмещающих отложений.

Толщи олистостромов во флише образуют узкие, вытянутые на десятки и сотни километров пояса, как правило, зажатые в надвигах или перекрытые тектоническими покровами.

Обычно олистостромовые образования приурочены к определенным стратиграфическим уровням.

При формировании олистостромовых толщ действовали два процесса осадконакопления. Во-первых, шло накопление глинисто-карбонатных илов с примесью песчаного материала, во-вторых, на фоне этого тонкого пелагического осадконакопления шло спорадическое поступление огромных масс грубообломочного материала, который отлагался в виде линз, прослоев и горизонтов глыбовых брекчий. Одновременно в бассейн попадали и огромные блоки и пластины, на что указывают их существование в виде не только самостоятельных блоков, но и компонентов конгломератов и брекчий, а главное, наличие стратиграфических контактов пластин древних пород с вмещающими отложениями.

Таким образом, для олистостромов флишевого этапа прежде всего характерно следующее: а) массовое развитие — олистостромы слагают тела огромной протяженности и мощности; б) поступление материала за счет переотложения самих флишевых, еще не полностью консолидированных осадков и главным образом за счет разрушения пород, обрамляющих флишевые прогибы относительно поднятых зон; в) залегание среди толщ флиша и взаимопереходы между ними; д) залегание в виде четко выдержанных на значительных пространствах стратиграфических горизонтов.

Олистостромы, связанные с флишем, или одновозрастны офиолитокластовым, или моложе, чем офиолитовые. По возрасту они соответствуют в общих чертах тем временным интервалам: среднемиловому, позднемиловому и позднемезозоеновому, однако встречаются и раньше — в поздней юре — раннем мелу, но там они распространены локально.

В молассовых отложениях Альпийского пояса олистостромы появляются неоднократно по мере роста горных сооружений и выхода из-под уровня моря питающих провинций. Они известны среди альпийских моласс Пиренеев, Восточных Карпат, Французских Альп, Северных Апеннин, Сицилии, Предбалкана, Кавказа, Крыма, Ирана и др. [Мезозойско-кайнозойские ..., 1977; Тектоника ..., 1973; Шерба, 1975, 1977, 1978; и т.д.]. Они встречаются среди морских и континентальных образований альба—сеномана, позднего эоцена—олигоцена, олигоцена—миоцена, миоцена, позднего плиоцена—плейстоцена.

Олистостромы повсеместно представлены несортированными, лишенными слоистости или грубослоистыми, местами с обратной градацией материала в прослоях конгломерато-брекчиями, состоящими из мелкозернистой массы, в которую включены полуокатанные и угловатые обломки различных размеров и состава. Эти образования резко выделяются среди песчано-глинистых или песчано-конгломератовых ритмично-слоистых молассовых толщ, несущих следы водной обработки и сортировки.

Особенности строения олистостромов, связанных с грубообломочными молассовыми отложениями, мы покажем на примере Дарваза (Северный Памир) [Шерба, 1975]. Неогеновые молассы Дарваза несогласно залегают на палеозойском основании. Они представлены мощными толщами аллювиально-пролювиальных отложений. В разрезе преобладают конгломераты с хорошо окатанными гальками разнообразного состава. Олистостромы развиты по внутреннему борту молассового бассейна и приурочены к зоне выклинивания молассы на границе с основанием, где сосредоточены в полосе шириной 10—15 км и длиной более 100 км.

Олистостромы представляют собой пластообразные и линзовидные тела, которые в месте прислонения к породам фундамента сливаются в единую мощную олистостромовую толщу, а в сторону депрессии выклиниваются, расщепляясь на отдельные языки. Олистостромы сложены, как правило, неслоистыми грубыми брекчиями и конгломерато-брекчиями. Величина обломков от первых сантиметров до десятков метров в поперечнике. Обломки состоят на 90% из пород фундамента. Расположение обломков хаотичное. На отдельных участках наблюдается грубая расланцованность пород. Характерна приуроченность тонкого, лучше сортированного материала к основанию слоев, в верхней части которых наблюдается хаотичное нагромождение грубых обломков.

Одной из характерных особенностей дарвазских олистостромов является наличие в молассе гигантских пластин пермских известняков. Крупные пластообразные тела известняков донеогенового основания широко распространены среди брекчий и конгломератов. Эти гигантские олистоплаки при мощности 2—30 м непрерывно прослеживаются на 2—4 км, занимая площадь до 10—12 км². Они местами сильно брекчированы и разбиты трещинами. Вместе с олистостромами эти пластины согласно вклиниваются в толщу молассовых отложений, перекрываясь и подстилаясь слоистыми конгломератами и, таким образом, входя в разрез третичных отложений. Интересно, что в данном районе можно наблюдать непосредственно в обнажениях связь таких пластин с тектоническими пластинами в фундаменте, так как тыловые части некоторых пластин расположены в пределах материнского массива, тогда как фронтальные продвинулись в молассовый бассейн.

По морфологии молассовые олистостромы сходны с ранее рассматриваемыми, однако строение олистостромовых толщ здесь проще, чем во флише и офиолитовой ассоциации. Одним из главных признаков отличия является их меньшая последующая тектоническая переработка или полное ее отсутствие, в то время как олистостромы, связанные с флишем и офиолитами, практически всегда необычайно сильно тектонизированы.

Характерной чертой рассматриваемых олистостромов, особенно возникших на поздних стадиях развития молассовых бассейнов, является их нахождение в незахороненном состоянии. Таковы четвертичные олистостромы Предбалкана, Крыма, Предбетика (формация Гавилан), покров Уззан в Северной Африке. Это крупные

блоки пород, сохраняющие часто первичную слоистость, но вместе с тем несущие следы растяжения слоев, брекчирования. Внешне они часто выглядят как "потоки" осадочной брекчии. Эти брекчии и брекчированные породы по поверхности срыва налегают на подстилающие породы, но не перекрываются синхронными или более молодыми отложениями.

Молассовые олистостромы образуются, как правило, у подножия тектонических уступов в периоды резкой активизации тектонических движений. При этом интересно, что если олистостромы во флише образуются в периоды усиленных тектонических движений, имеющих значительную горизонтальную составляющую, то молассовые олистостромы во многих случаях образуются за счет дезинтеграции тектонических уступов с преобладающим вертикальным движением; однако уступы эти представляют собой часто образованные ранее, еще в домолассовое время, пакеты тектонических пластин и покровов. И именно эта ранняя горизонтальная расслоенность при усилении тектонических движений дает повод к обновлению частных горизонтальных подвижек, дезинтеграции массива и формированию олистостромов.

Для молассовых олистостромов характерны следующие черты: а) пространственная приуроченность к тектоническим уступам; б) незначительное распространение вкrest бассейна седиментации, во всяком случае гораздо менее значительное, чем для флишевых олистостромов, где перемещение их может достигать многих десятков километров; в) для олистостромов, распространенных в грубых песчано-конгломератовых молассах, характерно отсутствие ярко выраженных процессов оползания и переотложения осадков самого бассейна; г) частое нахождение олистостромов в незахороненном виде — они не перекрыты более молодыми отложениями; д) отсутствие, как правило, в обломках пород офиолитовой ассоциации.

Однако некоторые олистостромы южной периферии Альпийской области (Калабрия, Сицилия, Риф, Тавр), по времени своего накопления отвечающие молассовому типу развития, обладают признаками, характерными для флишевых олистостромов. Следовательно, они являются как бы переходным или смешанным типом. Подобное смешение или, правильнее сказать, наложение признаков наблюдается также во флишевых и офиолитовых олистостромах.

Таким образом, рассмотрев олистостромы, связанные с различными формационными группами пород, можно прийти к выводу, что, несмотря на сходство их главных черт (наличие огромных масс грубого, неокатанного материала, хаотичность, несортированность, пространственная приуроченность к зонам разломов и т.д.), можно наметить и ряд черт отличия, выраженных в изменении состава обломков, взаимоотношении с окружающими отложениями, приуроченности к различным зонам складчатых областей, различном времени формирования и т.д. Причем отличия эти являются отражением места олистостромов в истории развития Альпийского складчатого пояса, начиная с поздней юры и кончая современным этапом.

Самые ранние олистостромы (офиолитовые) отвечают началу эпохи сжатия, когда кора океанического типа только начинает деформироваться. На более поздних этапах происходит формирование сложной тектонической смеси — офиолитового меланжа. Образование тектонических покровов и меланжа облегчает дезинтеграцию пород и сопровождается массовым появлением олистостромов.

В период последующего сжатия, когда интенсивная деформация захватывает не только участки океанической коры, но и сиалические блоки, возникают флишевые прогибы, заполняющиеся мощными толщами песчано-глинистых отложений. При этом период флишеобразования характеризуется периодическим усилением тектонических движений, приводящих к формированию покровов и сопровождающих их олистостромов.

Начальные стадии сжатия и период образования флиша отражают переходный этап становления земной коры Альпийского пояса от коры океанического типа к коре континентального типа.

И наконец, в период молассообразования, когда возникает расчлененный горный рельеф, формируются мощные толщи грубообломочных пород типа песчаников, конгломератов, среди которых у подножия тектонических уступов образуются олистостромы молассового времени. Однако они достигают резко меньших объе-

Система	Отдел	Географические регионы																						
		Пиренеи	Бетские Кордильеры	Северные Апеннины	Южные Апеннины	Сицилия	Северная Африка	Альпы Французские	Альпы Швейцарские	Альпы Австрийские	Динариды	Карпаты Внешние	Карпаты Внутренние	Балканы	Крым	Большой Кавказ	Малый Кавказ	Западная Турция	Восточная Турция	Иран	Оман	Памир	Гималаи	
Q	Антропоген																							
	Плиоцен		3				3																	3
N	Миоцен	3		3		3		3																3
	Олигоцен			3																				
P	Эоцен	3	2	2				2		2	2	2	2		2	2	2	2	2	2	2	2	2	
	Палеоцен											2	2			2		2	2	2	2	2	2	2
K	Верхний	2	2	2						2	2	2	2											
	Нижний			2						2	2	2	2											
J	Верхний			1				1		1	1	1												



Схема распространения олистостромов в Альпийской складчатой области

1-3 - олистостромов, связанные с: 1 - офиолитовым комплексом, 2 - флишем, 3 - молассами

мов и протяженности, чем олистостромовые тела более ранних эпох. И их формирование связано с возобновлением подвижек по ранее созданным надвиговым зонам и разломам.

Итак, мы рассмотрели вопрос о связи олистостромов с тем или иным формационным типом пород, выяснили черты их сходства и отличия и установили, что эволюция олистостромов в общих чертах отвечает этапам становления коры Альпийского пояса, причем формирование олистостромов приурочено главным образом к переходному этапу, во время которого проявлялись в значительной степени горизонтальные движения блоков земной коры.

Перейдем теперь к рассмотрению пространственно-временных закономерностей распространения олистостромов в пределах Альпийского пояса.

В пределах Альпийско-Гималайского складчатого пояса может быть выделено несколько возрастных интервалов (рисунок), во время которых происходило массовое образование олистостромов [Леонов, 1976]: позднеюрско-раннемеловой, среднемеловой, позднемеловой—палеоценовый (?), позднеэоценовый—раннеолигоценый и миоцен-четвертичный, распадающийся на ряд более дробных интервалов.

Во время некоторых из них (средний мел, поздний эоцен—ранний олигоцен) олистостромы образовывались практически на всем протяжении пояса от Пиренеев на западе до Ирана на востоке, во время других (поздняя юра—ранний мел, поздний мел—палеоцен, миоцен—квартер) олистостромы развивались более локально и приурочены к определенным зонам альпид.

При этом олистостромы одного этапа представлены различными типами (офиолитовыми, флишевыми, молассовыми) в зависимости от области их возникновения и приурочены к различным структурно-формационным зонам складчатых областей. Так, позднеэоценовые—раннеолигоценые олистостромы на южном склоне Большого Кавказа и в ультрагельветской зоне Альп заканчивают этап флишевого осадконакопления. В Динаридах и Иранском Белуджистане они заключены внутри флишевых отложений. В субальпийских цепях Французских Альп олистостромы слагают нижние горизонты альпийской молассы и образовались вне собственно геосинклинальной области, в краевой части платформы. В Болгарии образование олистостромов происходило в зоне "стабильного" Родопского массива, на территории которого длительное время не было осадконакопления.

Олистостромы разного возраста распространены в различных участках Альпийского пояса. Среднемеловые олистостромы распространены в основном в более внутренних областях, в позднем мелу они сосредоточились в более внешних зонах северной ветви Альпид и по южному их краю. Позднеэоценовые—раннеолигоценые олистостромы сосредоточены главным образом по северной периферии пояса, самые же молодые — миоцен-четвертичные — тяготеют к южным окраинам, хотя спорадически встречаются и в других районах.

Каков же смысл эпох, во время которых происходит массовое образование олистостромов и распределение их в пространстве? Ответить на этот вопрос можно, рассмотрев проблему происхождения олистостромов. По поводу генезиса олистостромов существуют различные точки зрения, анализировать которые не входит в нашу задачу, — это предмет специального исследования.

Но при этом из разбора фактического и литературного материалов можно в настоящее время достаточно уверенно утверждать [Леонов, 1975, 1976, 1978; Щерба, 1975; Соколов, 1977; и др.], что образование олистостромов связано с разрушением фронтальных частей тектонических покровов. Действительно, своеобразные условия осадконакопления, пространственная и временная приуроченность их к тектоническим покровам, которые во многих случаях перекрывают эту характерную группу осадков, совпадение времени возникновения этих отложений с временем проявления интенсивных тектонических движений, приводящих к формированию шарьяжей, и, наконец, наличие непосредственных переходов от тектонизированных материнских пород к телам собственно олистостромов неоспоримо свидетельствуют о формировании олистостромов за счет дезинтеграции и обрушения фронтальных частей надвигающихся на бассейны седиментации тектонических покровов, в том числе и гравитационных.

Таким образом, эпохи, во время которых происходит массовое накопление грубо-обломочного материала олистостромов, — суть эпохи интенсивных тектонических движений, приводящих к становлению шарьяжей и покровов. А приуроченность их к различным зонам Альпийско-Гималайского складчатого пояса отражает закономерность проявления этих тектонических движений в пространстве и времени.

Резюмируем кратко сказанное.

1. Олистостромы — хаотические комплексы, сложенные мощными свалами грубого, несортированного и хаотически нагроможденного материала, — широко развиты в пределах Альпийской складчатой области.

2. Установлены следующие формационно-стратиграфические соотношения: а) на ранних этапах формируются олистостромы, связанные преимущественно с породами офиолитовой ассоциации; б) на более поздних этапах их образование связано с флишевой формацией; в) заключительные этапы накопления олистостромов синхронны времени формирования моласс.

3. Существует четкая связь образования олистостромов с тектоническими покровами, за счет разрушения которых они формируются.

4. Пространственно ранние олистостромы тяготеют к наиболее внутренним частям Альпийского пояса. Олистостромы среднего этапа наиболее представительны во внешних геосинклинальных зонах, но проявляются частично и во внутренних. Наиболее поздние олистостромы связаны с внешними бассейнами в основной южной периферии пояса.

5. Во времени появление олистостромов приурочено к достаточно четко ограниченными интервалам. Наиболее отчетливо фиксируются альб-сеноманский, кампан-маастрихтский, позднеэоценовый—раннеолигоценый и миоцен-четвертичный этапы. Олистостромы этих этапов развиты на значительных территориях Альпийской области, но в отдельных районах олистостромы формировались и на других стратиграфических уровнях, однако спорадически.

6. Эволюция вещественного состава олистостромов и их пространственно-временное расположение соответствуют в основном переходному этапу становления коры в пределах Альпийского пояса, для которого характерны интенсивные тектонические движения, приведшие к общему сжатию, замыканию прогибов, образованию тектонических шарьяжей и покровов и формированию континентального слоя земной коры в пределах Альпийской геосинклинальной области.

ЛИТЕРАТУРА

- Белостоцкий И.И.* Зоны меланжа и хаотических структур. — В кн.: Очерки структурной геологии сложнослоистых толщ. М.: Недра, 1975.
- Книппер А.Л.* Оксаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975.
- Леонов М.Г.* Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975.
- Леонов М.Г.* Тектонический режим эпох образования олистостромов. — Геотектоника, 1976, № 3.
- Леонов М.Г.* Олистостромы и их генезис. — Геотектоника, 1978, № 5.
- Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977. Т. 1.
- Соколов С.Д.* Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977.
- Тектоника Африки/Под ред. Ю. Шуберта и А. Фор-Мюре. М.: Мир, 1973.
- Щерба И.Г.* Олистостромы в неогене Дарвазского хребта. — Геотектоника, 1975, № 5.
- Щерба И.Г.* Тектоническое положение известняков утесов южного берега Крыма. — В кн.: Материалы XI конгресса Карпато-Балканской ассоциации. Киев: Изд-во АН УССР, 1977.
- Щерба И.Г.* Олистостромы в неогеновой молассе северного борта Афгано-Таджикской впадины. — Геотектоника, 1979, № 3.
- Эльтер П., Тревизан Л.* Олистостромы в тектонической эволюции Северных Апеннин. — В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976.
- Flores G.* Evidence of slump phenomena (olistostromes) in areas of hydrocarbons exploration in Sicily. — 5th World Petrol. Congr. New York, 1959, sect. 1.
- Gianelli G., Principi G.* Breccias of the ophiolitic suite in Monte Bocco (Ligurian Apennina). — Bull. Soc. Geol. Ital., 1974, N 93.
- Elter P.* Le ensemble ligure. — Bull. Soc. géol. France, 1975 (1976), vol. 17, N 6.
- Lemoine M., Steen D., Vuagnat M.* Sur problème stratigraphique des ophiolites piemonteses et des roches sedimenteres associées. — C.r. Seance SPHN Genève, 1970, vol. 5, fasc. 1.
- Rigo de Rigi M., Cortesini A.* Gravity tectonics in frontills structure belts of Southeast Turkey. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 48, N 12.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ
ЦЕНТРАЛЬНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

В основу современной региональной и теоретической металлогении положено представление, что рудообразование закономерно связано с процессом развития земной коры. Следовательно, тектоника наравне с магматизмом и учением о рудных месторождениях служит краеугольным камнем металлогении. Исходя из этого, мобилистские идеи, находящие сейчас все большее развитие в различных областях геологических знаний, должны оказать влияние и на металлогенические построения. Действительно, геологическая литература последних 10 лет изобилует в различной степени обоснованными попытками увязать в единую стройную гипотезу тектонику плит, региональную и теоретическую металлогению. В многочисленных опытах, предпринятых в данной области, прежде всего обращает на себя внимание стремление отнести за счет гипотетических процессов спрединга и субдукции образование реальных месторождений полезных ископаемых, региональных рудных поясов и даже нефтеносных бассейнов. В большинстве случаев такие усилия остаются малообоснованными. Значительно более перспективными представляются схемы, предусматривающие раздробление некогда существовавших единых рудных провинций и расчленение их на далеко отстоящие друг от друга сегменты в результате дрейфа континентов.

Предлагаемое сообщение не относится к отмеченным двум направлениям мобилизма в металлогении. В нем содержатся фактические материалы, почерпнутые из недавнего обобщения автора [Твалчрелидзе, 1972] и последующих исследований, а также новые представления о направлении тектонического развития Центрального Средиземноморья частично в герцинском, а главным образом в альпийском тектонических циклах.

Составные части Центрального Средиземноморья — Апеннины, Альпы, Карпаты, Балканы, Динариды, Анатолиды, Большой и Малый Кавказ — образуют три области, вытянутые в субширотном направлении и ограниченные на севере и юге жесткой геосинклинальной рамой (рисунок).

Северная складчатая область на севере ограничена палеозойским и более древним каркасом, на юге — поясом срединных массивов. Древние кристаллические породы слагают антиклинали, выступающие в виде четко видной цепи вдоль внутренних, наиболее поднятых частей Альп, Карпат, Старой Планины и Большого Кавказа. Породы, слагающие ядра антиклинальных структур, относятся преимущественно к байкальскому тектоническому циклу. Можно полагать, что цикл этот не повсеместно завершился полной консолидацией геосинклиналей, как это имело место в Центральной Европе, а отдельные байкальские зоны Средиземноморского пояса унаследованно развивались в палеозое. Такие следы унаследованности улавливаются в тектоническом плане Восточных Карпат, Старой Планины и Большого Кавказа. В связи с этим предлагается следующая упрощенная схема геологических событий в предальпийской истории формирования Северной области. Байкальская (ассинтская, кандомская) складчатость, по-видимому, не привела к ликвидации геосинклинального режима повсеместно во всей Южной Европе. Если отдельные ее части (Молданубская зона, Мизийская плита, полоса срединных массивов) и были консолидированы, то вдоль современной Северной области сохранились рифтогенные зоны сквозного байкало-каледонского развития. Можно думать, что субширотное направление от Кавказа через Балканы и Карпаты к Альпам соответствовало прогрессивному наращиванию жесткости геологических структур.

В пределах Северного Кавказа (зоны Передового и Главного хребтов) с позднего докембрия вплоть до среднего палеозоя существовала рифтовая зона, обрамленная внешней островной дугой, по терминологии Г.М. Власова [1976]. Если рифтовая зона Передового хребта достаточно детально изучена уже относительно давно

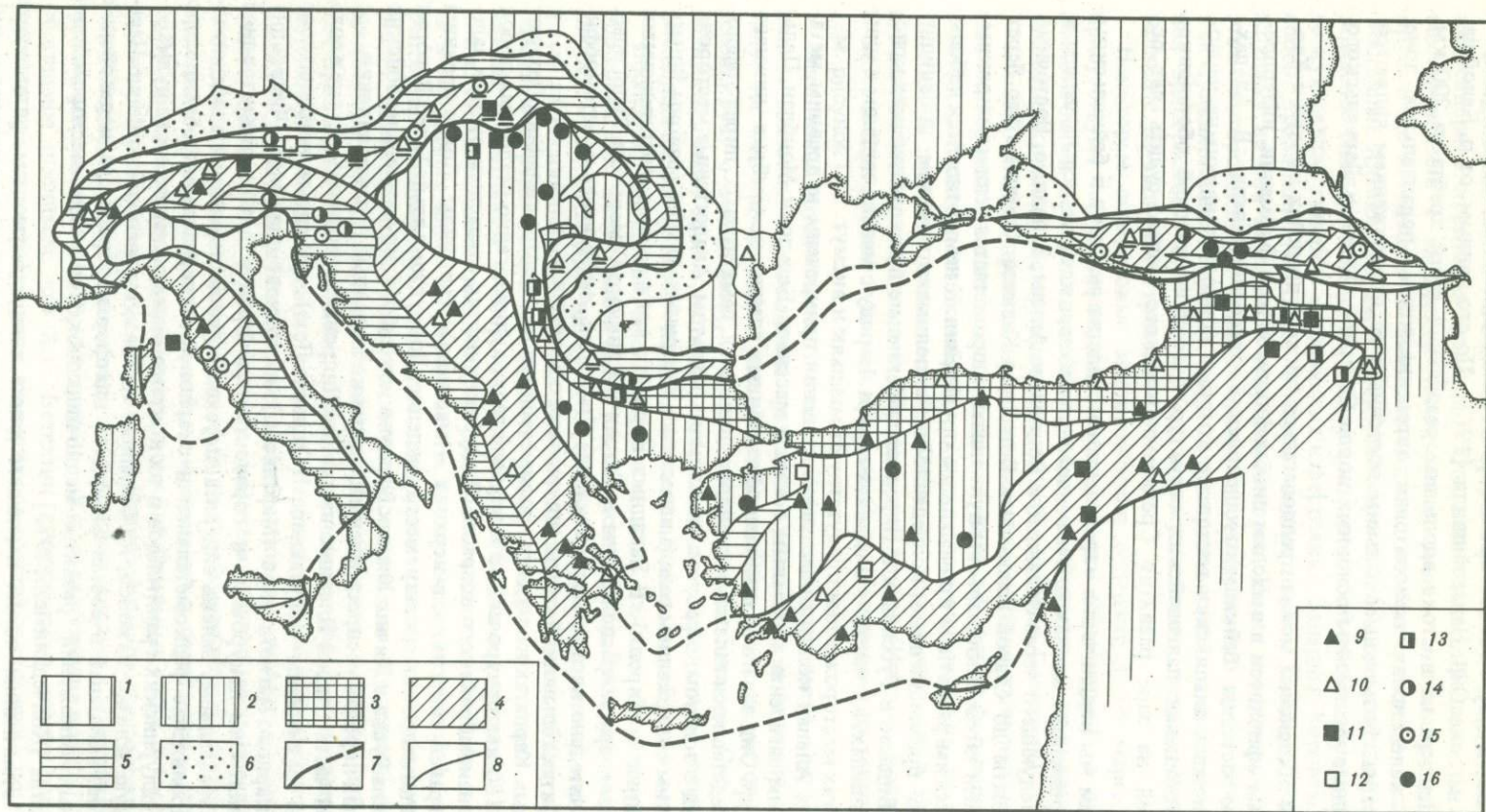


Схема металлогенического районирования Центрального Средиземноморья

1 – эпипротерозойская и эпипалеозойская платформенная рама; 2 – срединные массивы; 3 – вторичные (регенерированные) эвгеосинклинали; 4 – первичные эвгеосинклинали; 5 – миогеосинклинали; 6 – краевые прогибы; 7 – границы складчатых областей; 8 – границы металлогенических зон; 9–16 – рудные месторождения: 9–10 – геосинклинального этапа (9 – хромитовые и железорудные, 10 – колчеданные), 11–13 – раннеорогенной стадии (11 – скарново-магнетитовые, 12 – шеелитовые, 13 – медно-порфировые), 14–15 – позднеорогенной стадии (14 – галенит-сфалеритовые в доломитах триаса, 15 – сурьмяно-ртутные), 16 – месторождения свинца, цинка, золота, серебра, вольфрама, молибдена, мышьяка этапа тектономагматической активизации. Подчеркнуты месторождения доальпийской эпохи

[Афанасьев, 1958; и др.], то аналогичные образования Главного хребта охарактеризованы совсем недавно О.Ш. Надарейшвили [1977]. По его данным, от р. Белой на западе до р. Ненскра на востоке вдоль водораздельной части хребта на 200 км протягивается каледонская офиолитовая эвгеосинклиналь, параллельная зоне Передового хребта. Возможным дальним восточным ее продолжением являются гранитизированные фрагменты основных пород Северной Осетии и Дарьяльского ущелья.

Аналогичная обстановка может предполагаться также в пределах Балкан и Карпат по реликтам офиолитов и выходам диабаз-филлитовидной формации, интерпретируемым как останцы байкальско-каледонской эвгеосинклинали. В Альпах, чрезвычайно сложная альпийская тектоника которых полностью нарушила первоначальные соотношения палеозойских структур, о геодинамической обстановке, существовавшей на заре развития Средиземноморского пояса, судить нет оснований.

Вместе с тем мы видим черты определенного сходства развития в байкальском и каледоно-герцинском циклах протяженного пояса, зарождающегося на западе в Пиренеях и следующего через Западные и Восточные Альпы, Западные, Восточные и Южные Карпаты до Старой Планины и Большого Кавказа. Сходство это берет начало в древнем эвгеосинклинальном вулканизме и проявляется если не широким, то систематическим развитием колчеданного оруденения. К нему относятся небольшие, но часто промышленные колчеданно-медно-полиметаллические провинции Андорры, Ая-Бидасао и Руссильон в Пиренеях, залегающие в докембрийских кристаллических сланцах, а отчасти — в сланцах силура. Наряду с медью, свинцом и цинком в рудах этих месторождений присутствуют мышьяк и висмут.

В Западных Альпах колчеданные месторождения приурочены к древним метаморфизованным эвгеосинклинальным осадкам массивов Бельдонн, Монблан, Пельву и Маркантур. Они залегают в метаморфизованных сланцах докембрия — нижнего палеозоя и представлены залежами свинцово-цинковых, гематитовых, пирит-арсенопиритовых руд с золотом, серебром, никелем и кобальтом. Аналогичные месторождения с высоким содержанием селена известны в Восточных Альпах (районы Винер-Нейштадт Штирии и Тироля). В Западных Карпатах колчеданные месторождения палеозойского возраста расположены в Татрах и Спишско-Гемерском Рудогорье. Наиболее значительно из них месторождение Смольник, залегающее в метаморфизованных туфитах гельнишской свиты силурийского возраста.

В Восточных Карпатах колчеданно-полиметаллические месторождения образуют пояс длиной 180 км, приуроченный к верхней части вулканогенно-осадочных пород рифейско-раннекембрийского возраста. В глубоких частях согласных рудных залежей распространен сидерит, а в верхних — массивные сульфиды. Более древним является аналогичное по составу месторождение Добруджи-Алтын-Тепе. В горах Фагараш, Пояна-Руска и Хичиш Южных Карпат в докембрийско-нижнепалеозойских вулканогенных породах распространены сходные колчеданные рудопоявления.

В западной части Старой Планины находится Чипровское рудное поле, где вдоль единой зоны размещены колчеданное (Горный Лом), шеелит-молибденитовое (Прекоп), скарново-магнетитовое (Мартиново) и свинцово-цинковое (Чипровци) месторождения. Они приурочены к горизонту мраморов в диабаз-филлитовидной формации, вмещающему залежь сидерита, переходящую на периферии в медноколчеданную. Проявление редкометальной и скарновой минерализации обусловлено внедрением силурийских гранитоидов и их контактовым воздействием на вулканогенную рудную залежь. Наконец, на Большом Кавказе в палеозойской зоне Передового хребта, входящей в состав Скифской платформы, среди среднедевонских вулканогенных отложений развиты медно-цинковоколчеданные месторождения уральского типа [Колчеданные..., 1973].

Во всем отмеченном поясе, имеющем длину свыше 6 тыс. км, установлена приуроченность колчеданного оруденения к вулканогенным толщам позднекембрийского и палеозойского возраста. Большинство исследователей данных месторождений придерживаются мнения о связи оруденения с геосинклинальным вулканизмом.

В отдельных частях того же пояса широко развита и железорудная минерализация сидерит-анкеритовой формации. Она известна в Пиренеях, где железорудные месторождения с марганцем тесно ассоциируют с колчеданными. Сидеритовое оруденение встречается в Западных Альпах, но более широко распространено в Восточных Альпах, где мы с Г.С. Дзоценидзе в 1969 г. осмотрели известное месторождение Эрцберг в Штирии, представляющее собой облакообразную метасоматическую залежь сидерита в девонских известняках. Западные Карпаты представляют собой провинцию, наиболее богатую сидеритовыми месторождениями. Самые крупные из них залегают в гельницкой серии. После неоднократного посещения этих месторождений у меня создалось впечатление, что среди них присутствуют как вулканогенно-осадочные, так и гидротермально-метасоматические месторождения эрцбергского типа. Возраст их преимущественно палеозойский, а наиболее молодые, по-видимому, триасовые.

Некоторые сидеритовые месторождения содержат 3–5% марганца, а иногда присутствуют чисто марганцевые месторождения (Швейцария); в других случаях аналогичными по геологической позиции, морфологии и, по-видимому, генезису являются крупные месторождения магнезита (Австрия, Словакия).

Особый интерес представляют относительно недавно выявленные стратиформные месторождения шеелит-сульфидно-кварцитовый рудной формации, залегающие в эвгеосинклинальных докембрийских и нижнепалеозойских карбонатно-сланцевых толщах. В пределах описываемой области месторождения этого типа выявлены в Восточных Альпах (Австрия), Пьемонтских Альпах (Италия), Большом Кавказе, а также в Центральной и Южной областях Средиземноморья на территории Турции (см. рисунок).

Шеелитовое оруденение в Австрии и Италии известно давно. Оно ранее представлялось связанным с массивами третичных гранитоидов и отнесено к скарновому типу. На месторождениях Траверсела, Саке, Валь-Типпа шеелитовое оруденение ассоциирует с сульфидами, золотом, кварцем и карбонатом. Оно приурочено к пластообразным жилам, согласно залегающим в серицитовых сланцах. В Тироле из кварцевых жил в 1960 г. начата добыча вольфрама, молибдена и тантала.

Последние данные по шеелитоносности Альп, так же как и других регионов, обобщены В.К. Денисенко и Д.В. Рундквистом [1977]. В Австрии между городами Инсбург–Книгтельфельд вдоль субширотной полосы, сложенной метаморфизованными эвгеосинклинальными нижнепалеозойскими толщами, обнаружен ряд месторождений и рудопроявлений шеелита. Минерализация приурочена к графитсодержащим известнякам и кварцитам, переслаивающимся с метадиабазам. В зонах контакта с молодыми гранитоидами руды испытывают регенерацию и переотлагаются в кварцевых жилах и прожилках. На месторождениях данной формации (Тукс, Фелбертал, Клейнартал) шеелит ассоциирует с молибденитом, висмутином, пирротинном, халькопиритом. Австрийские геологи считают оруденение вулканогенно-осадочным, что остается недоказанным. В.И. Смирнов, осмотревший аналогичные месторождения в Португалии, пришел к выводу, что они представляют собой метаморфизованные древние россыпи. Не теряет своей убедительности и мнение о важной роли кальцийсодержащих амфиболитов при рудном метасоматозе. Новые данные относительно стратиформного характера главной массы шеелита в древних толщах основания Восточных Альп требуют пересмотра вопроса о характере известных ранее проявлений шеелитовой минерализации и перспективах вольфрамоносности древних метаморфизованных эвгеосинклинальных толщ. В частности, в верховьях р. Большой Зеленчук на Северном Кавказе известно месторождение шеелита Кти-Теберда, представленное кварц-шеелитовыми жилами с арсенопиритом, связанными с массивом палеозойских гранитов. Жилы, залегающие в амфиболитах, особо обогащены шеелитом, что А.Г. Бетехтин неоднократно использовал в качестве примера при иллюстрации роли химического состава вмещающих пород в процессе рудообразования. Современными работами как на рудном поле, так и далеко за его пределами установлена приуроченность шеелитовой минерализации не только к кварцевым жилам, но и к амфиболитам, удаленным от интрузива. Эти данные позволяют с новых позиций отнестись к оценке перспектив района.

В Турции шеелитовые месторождения известны в Центральной Анатолии и Тавре. Они развиты на контакте герцинских гранитоидов с девонскими известняками (районы Чанаккале, Бурса, Анкара и Эльязыг). Рудная минерализация приурочена к скарнам и роговикам. На месторождении Уллудаг вблизи г. Бурса шеелит залегает в скарнированных мраморах и отчасти гранитах. К северо-востоку от г. Нигде на контакте мраморов с филлитами залегают пластообразные кварцевые жилы, содержащие равные количества шеелита и антимонита, а также киноварь (4% вольфрама и сурьмы, 0,2% ртути). Раньше нами предполагалась принадлежность месторождения к ксенотермальному типу. Сейчас с наименьшим основанием можно отнести его к стратиформным вольфрамовым рудообразованиям.

Заслуживают упоминания стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных отложениях Восточных Альп и Старой Планины. Они залегают в доломитах триаса северной и южной миогеосинклинальных зон. В первой из них (Лехтальские Альпы) расположены небольшие, но периодически эксплуатирующиеся месторождения. В южной зоне наиболее значительным является месторождение Блейберг в Каринтии, в 1969 г. осмотренное мной. Сходными служат месторождения Межица в Караванках, Райбл в Юлианских Альпах и некоторые другие. В западной части Старой Планины во Врачанском районе среди многочисленных рудопроявлений известны три обрабатываемых месторождения — Седмочисленцы, Издремец и Плакальница, в свое время также изучавшиеся мной.

Все отмеченные месторождения залегают преимущественно в доломитах среднего триаса, иногда — в нижнем или верхнем триасе. Расположенные выше юрские известняки, как правило, стерильны на свинцово-цинковую минерализацию. Морфология и состав рудных тел наравне с изменением вмещающих пород (доломитизация, окварцевание, баритизация) свидетельствуют об эпигенетичности рудных тел. Вместе с тем ряд фактов не позволяет время рудообразования сколько-нибудь значительно отрывать от возраста вмещающих пород. По всей вероятности, месторождения не моложе ранней юры. Если это действительно так, то их образование, так же как и некоторых ртутных месторождений Словении (Идрия и др.), полностью вписывается в геологические события, имевшие место в длительном периоде развития байкало-герцинской Северной области Центрального Средиземноморья.

Ограниченный набор рудных формаций и закономерности размещения принадлежащих к ним месторождений служат одним из свидетельств существования единой Северной палеозойской рудной области, без перерыва протягивающейся от Западных Альп через Восточные Альпы и Карпаты до Старой Планины и Большого Кавказа. В более позднее время эвгеосинклинальный режим здесь был почти полностью ликвидирован и сохранился в юре лишь местами в Восточных Карпатах и Большом Кавказе. В течение средней юры и здесь геосинклинальная магматическая деятельность затухла. С данным обстоятельством связано отсутствие во всей области альпийских геосинклинальных рудных месторождений. Имеются данные, что молодые рудообразования некоторых районов связаны уже с внегеосинклинальными проявлениями тектонических движений и магматизма. Что касается Альп, то в конце триаса — ранней юре они были вовлечены в совершенно иное развитие, с которого и начинается их альпийская история, принадлежащая уже Южной, а не Северной области.

Если единство юрской эвгеосинклинали Апеннин, Альп и Динарид не представляло сомнения для европейских геологов — от Э. Зюсса, Л. Кобера и Р. Штауба, а в более позднее время было установлено палеогеографическими построениями Э. Обуэна [1965] и Р. Трюмпи [1965], то ответственность за предположение о существовании иной тектонической обстановки в доюрское время мы должны принять на себя. Основанием для него служит анализ тектонической карты Европы [Тектоника Европы, 1964], на которой палеозойская эвгеосинклиналь Альп находит свое непосредственное продолжение в Западных Карпатах и имеет непрерывное обрамление с севера в виде единой миогеосинклинальной зоны и краевого прогиба. Единство этой эвгеосинклинали находит отражение и в металлогенических ее особенностях.

Таким образом, представляется, что Северная область в конце докембрия и палеозое испытала полное геосинклинальное развитие — с растяжения, зарождения рифтовых зон, их эвгеосинклинального развития до сжатия, рождения континентальной коры и возникновения складчатого пояса. Магматизм и металлогения характеризуют все этапы и стадии этого процесса. Для геосинклинального этапа типичны месторождения колчеданной, шеелитовой, сидерит-анкеритовой, марганцевой и магнезитовой формаций. Орогенный этап проявлен скарново-шеелитовым, стратиформным свинцово-цинковым в доломитах и телетермальным ртутным оруденениями.

Альпийский цикл в Альпах, Карпатах и Балканах не ознаменовался возникновением сколько-нибудь значительных эндогенных месторождений; он здесь сопровождался относительно спокойным осадконакоплением, сосредоточенным в локальных внешних миогеосинклинальных бассейнах. На большом Кавказе в раннеальпийском цикле существовал эвгеосинклинальный бассейн южного склона типа окраинного моря. Мощное терригенное осадконакопление в нем сопровождалось толеитовым и слабощелочным вулканизмом [Адамия и др., 1977]. С ним связано формирование сложных полигенных колчеданно-полиметаллических и жильных полиметаллических месторождений филизчайского и садонского типов.

Позднегеосинклинальная стадия на южной окраине бассейна в байосе выражена островодужным вулканизмом (внутренняя островная дуга, по Г.М. Власову), после чего в бате произошло сжатие и замыкание эвгеосинклинали Большого Кавказа. Месторождения орогенного этапа относятся к баритовой и свинцово-цинковой формациям. Позднеальпийский цикл здесь характеризуется миогеосинклинальным и квазиплатформенным амагматичным режимом. Лишь в неогене отмечается очередное оживление магматической деятельности и рудообразования, что, по-моему, следует отнести уже к процессам тектоно-магматической активизации. В это время возникают порой продуктивные месторождения вольфрама, молибдена, мышьяка, свинца и цинка, сурьмы и ртути разных генетических типов [Твалчрелидзе, Панцулая, 1973].

Южная складчатая область относится к мезозойско-кайнозойской истории Альпийско-Динарско-Таврской эвгеосинклинали. Ее заложению предшествовал период длительностью около 30 млн. лет, когда после консолидации герцинской геосинклинальной области образовались удлиненные, ограниченные разломами бассейны, заполнившиеся карбоновыми, пермскими, нижне- и среднетриасовыми обломочными отложениями. Наиболее отчетливо они выражены в Бриансонской зоне Западных Альп и в Тироле Восточных Альп. Р. Трюмпи [1965] отмечает, что фациальные (изопические) зоны герцинской и альпийской геосинклинали Альп расположены друг к другу под крутым углом, что исключает возможность влияния герцинид на мезозойские комплексы.

Как установил Э. Обуэн [1965], все основные тектонические зоны Динарид находят своих аналогов в Северной Италии, Западных и Восточных Альпах. Лишь Северные Альпы не подчиняются выявленной им зональности, что и отражает принадлежность их к Северной области.

Южная область в течение мезозоя и в палеогене представляла собой мощную эвгеосинклиналь, заложенную на континентальной коре, сформированной здесь в герцинском тектоническом цикле. Развитие бассейна, по-видимому, определялось сближением Восточно-Европейского и Афро-Аравийского континентов; оно сопровождалось наращиванием молодой сиалической коры и интенсивной складчатостью. Резкое изгибание области в западной части обусловлено далеким продвижением к северу острого выступа Африканской платформы, а дуга Таврской геосинклинали обеспечивается шпорой Аравийской платформы (см. рисунок). Сходство геосинклинального магматизма и металлогении внутренних зон Апеннин, Альп, Динарид и Таврид также свидетельствует об их принадлежности к единой крупной тектонической структуре; испытывавшей полный цикл развития в течение мезозоя-кайнозоя.

В Альпах заложение геосинклинали произошло в позднем триасе вначале в виде пологой впадины, испытывавшей в ранней юре широкое раздвижение, вследствие

чего здесь возник океанический бассейн [Трюмпи, 1965]. В Динаридах, по данным С. Карамата [1977], в раннем триасе образовалась сложная вулканоплутоническая серия диабаз-роговиковой формации, сложенная кварц-порфирами, кератофирами, диабазами, спилитами, а также интрузивами гранитоидов. С этим магматизмом генетически связаны вулканогенно-осадочные и гидротермальные месторождения колчеданно-полиметаллических руд — Брсково, Шупля-Стiena и др. Несколько позже, в ладинское время, проявилась активность базальтовой магмы, давшей породы порфирито-кремнистой серии. С ней связаны месторождения железа с баритом и сульфидами цветных металлов (Вареш и др.).

В ранней юре вдоль всей Южной области началась бурная активность офиолитового магматизма, который многие исследователи связывают с формированием здесь океанического бассейна. В Альпах к ранней юре относится нижний комплекс офиолитов и блестящих сланцев, слагающий в Западных Альпах Пьемонтскую, в Апенниннах — Тосканскую зоны. В пределах последней на палеозойском основании залегает аллохтонный комплекс, состоящий из флишеподобной верхнемеловой серии, сложенной глинистыми сланцами и известняками, а также отдельными пакетами верхнеюрских офиолитов. Помимо бескорневых выходов зеленокаменных пород Лигурийских Альп и Тосканы имеются и крупные автохтонные массивы офиолитов юрского возраста.

На крайнем западе с офиолитовым магматизмом связаны крупные серноколчеданные месторождения Тосканы (Гаворрано, Никколета, Боккаджано), дававшие до 13% мировой добычи пирита. Среди этих месторождений выделяется медноколчеданный тип, связанный непосредственно с комплексом ультраосновных пород. Аналогичны пиритные месторождения Корсики и проявления массивного халькопирита Черногории, также приуроченные к офиолитам.

Широко известны серно-медноколчеданные месторождения Кипра, залегающие в массиве ультраосновных пород Троодос. К тому же типу относится не менее известное медноколчеданное месторождение Эргани-Маден в Турции. Отмеченные месторождения Тосканы, Динарид, Кипра и Турции относятся к представителям довольно редкого собственно медноколчеданного (без цинка) оруденения в офиолитовых зонах, за пределами Средиземноморского пояса известного только в Ньюфаундленде, Калифорнии и на Филиппинах. В этом аспекте представляют интерес, на наш взгляд, недостаточно еще изученные серноколчеданные месторождения Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа (Тандзут, Чибухлы).

С мезозойским геосинклинальным офиолитовым магматизмом Южной складчатой области связаны многочисленные магматические месторождения хрома и железа. Именно эта формация позволяет выделить данную область в виде грандиозного хромитового пояса с месторождениями мирового значения в его восточном звене. К ним относятся (с запада на восток) месторождения массивов Монте-Роза и Дора-Майра в Западных Альпах, Италия-Швейцарской границы, р. Адидже и Вигонцано Восточных Альп, хромитовые месторождения Люботен в Югославии, Латай-Битуци в Албании, Фессалии в Греции и, наконец, уникальные месторождения Турции. Последние представлены свыше чем 500 рудопрооявлениями и 120 промышленными месторождениями хромита, в том числе одним из крупнейших в мире хромитоносным районом Гулеман.

Центральная область уже после байкальской складчатости была снабжена континентальной корой, обеспечившей ей стабильное положение в промежутке между Северной и Южной подвижными областями. В последующей истории геологического развития Центральной области различаются три разнотипных процесса: 1) гранитоидный магматизм и метаморфизм; 2) регенерация геосинклинального режима; 3) тектоно-магматическая активизация.

Первый из них проявился преимущественно в палеозое и отчасти в мезозое. С ним связаны внедрение гранитоидов, метаморфизм и гранитизация докембрийских и нижнепалеозойских осадков, вызвавшие дальнейшую кратонизацию средних массивов — Родопского (граниты балканского типа), Анатолийского (граниты Уллудага), Закавказского (граниты Дзирульского массива). Металлоген-

ническое значение данного процесса практически ограничивается шеелитовым и сопутствующим ему оруденением, упомянутым выше.

Регенерация геосинклинального режима проявилась на значительной площади, охватывающей Банат в Румынии, Суббалканскую зону Югославии, Болгарское Среднегорье, Анатолийский Пофт, Аджаро-Триалетскую и Сомхето-Кафанскую зоны Малого Кавказа. Все названные структуры мы склонны отнести к эвгеосинклинальным, однако в отличие от переичных, заложенных на океанической коре, они являются вторичными структурами, наложенными вдоль системы разломов на сформированную континентальную кору. Данное обстоятельство обуславливает отсутствие в них офиолитов, относительно небольшие мощности вулканогенно-осадочного выполнения, пологую его складчатость и кислый состав геосинклинального магматизма.

Металлогения зон данного типа характеризуется развитием в них месторождений колчеданной формации малокавказского типа (или типа Куроко), сконцентрированных в грабенообразных вулканогенных погружениях, и медно-порфировых, тяготеющих к горстовым поднятиям. Промежуточное положение занимают скарновые и жильные месторождения железа и меди. К наиболее значительным колчеданным месторождениям Центральной области относятся Бор в Югославии, Челопеч и Елшица в Болгарии, Мургул и Куарсхан в Турции, Маднеули, Алаверди и Кафан на Малом Кавказе. Они залегают преимущественно в верхнемеловых кислых вулканитах и лишь последние два — в среднеюрских. Медно-порфировые месторождения представлены: Дева — в Румынии, Майданпек — в Югославии, Медет — в Болгарии, Каджаран и другие — на Малом Кавказе. Скарновые месторождения магнетита известны в Румынии (Окна де Фьер и др.), Болгарии и на Малом Кавказе (Дашкесан).

Тектоно-магматическая активизация представляет собой процесс компенсирующий, обратный геосинклинальному. Если геосинклинальное развитие прогрессивное и ведет к рождению сложного от простого — коры континентальной от коры океанической, то тектоническая активизация ведет к редукции континентальной коры, к утонению и последующему уничтожению гранитного ее слоя за счет утолщения слоя базальтового. Процесс этот обратный геосинклинальному и по характеру магматизма, поскольку он начинается стадией сиалического магматизма и сменяется стадией магматизма основного — базальтоидного.

В Центральной Средиземноморье к районам тектоно-магматической активизации относятся площади развития субазального палеоген-антропогенного вулканизма Тосканы, Паннонского, Македоно-Родопского и Анатолийских срединных массивов, а также Большого Кавказа. В них большое распространение приобретают вулканогенные и отчасти плутоногенные месторождения свинца и цинка (Трепча, Баньска-Штявница, Мадан), золота и серебра (Бая-Сприе и другие в Румынии), медно-порфировые (Речк в Венгрии), шеелит-молибденитовые (Тырныауз), антимонит-ферберитовые (Горная Рача в Грузии), сурьмяно-ртутные (Монте-Амиата в Тоскане, зона Капаоник в Македонии, Вышкovo в Закарпатье, Ахей и другие на Большом Кавказе). Характерно, что почти все отмеченные рудные формации связаны с кислым вулканизмом первой стадии активизации, проявившейся в палеогене-неогене, и лишь сурьмяно-ртутные — с основным вулканизмом второй позднеоген-антропогенной стадии.

В соответствии с содержанием понятия "области тектоно-магматической активизации", вкладываемым в него А.Д. Щегловым [1968] и В.И. Казанским [1972], они представляют собой третий тип структур земной коры, противопоставляемый платформам и геосинклиналям. Для них характерно утолщение базальтового слоя за счет гранитного. Поэтому рифтогенез представляет собой вторую стадию процесса тектоно-магматической активизации, как это считает М.С. Нагибина [1967]. Совершенно иную трактовку этого термина мы находим у В.В. Белоусова [1975] и ряда других авторов, склонных магматизм и металлогению древних платформ относить за счет тектоно-магматической активизации. В этом случае теряется своеобразие этих процессов, их противоположность как геосинклинальному, так и платформенному развитию.

Нам представляется, что тектоно-магматическая активизация проявляется в пределах разнотипных геологических структур, прошедших предварительно стадию платформенного или квазиплатформенного развития. Выражением ее служат эпигеосинклинальные и эпиплатформенные орогенные пояса [Хаин, 1971]. Мы сейчас имеем возможность наблюдать продукты отдельных стадий процесса активизации в тех случаях, когда он был законсервирован, не дошел до конца. Конечным же результатом активизации как процесса, обратного геосинклинальному, служит преобразование коры континентальной в океаническую. В этом отношении знаменательно размещение безграничных глубоководных морских впадин именно в пределах Центральной области срединных массивов. Установление четких границ тектоно-магматической активизации как с орогенным этапом развития геосинклиналей, так и с платформенным магматизмом представляет предмет специального анализа.

* * *

Региональный металлогенический анализ Центрального Средиземноморья (таблица) позволяет в его пределах выделить две складчатые области — Северную и Южную — и разделяющую их Центральную область срединных массивов. В доальпийской истории развития Северная область представляла собой единый пояс, прослеживающийся от Пиренеев через Альпы и Карпаты в Старую Планину и Большой Кавказ. Основой этого пояса служил докембрийско-нижнепалеозойский океанический бассейн, обусловивший эвгеосинклинальные особенности магматизма и металлогении Северной области. Здесь распространены преимущественно месторождения докембрийские и палеозойские колчеданной формации, стратиформные шеелитовые, палеозойские и триасовые железорудные, триасовые галенит-сфалеритовые и ртутные. В постпалеозойское время в отдельных регионах Северной области эвгеосинклинальный режим одновременно отмирал, и в альпийском цикле они испытали более или менее изолированное развитие в миогеосинклинальных условиях. Лишь на Большом Кавказе в ранней юре возникли продуктивные геосинклинальные свинцово-цинковые и колчеданно-полиметаллические месторождения. После средней юры и здесь установился режим миогеосинклинального и квазиплатформенного осадконакопления.

Южная складчатая область возникла в виде устойчивого эвгеосинклинального пояса в позднем триасе. Пояс этот захлестнул центральные и южные части Альп и вывел их из состава Северной области. Широкое раздвижение палеозойского сиалического основания охватило также Динариды и Тавриды. Здесь вдоль грандиозной южной ветви Тетиса повсеместно создались океанические условия, реставрируемые по обильным выходам офиолитов, находящихся как в коренном залегании, так и в виде покровов, протрузий и меланж. С этими образованиями генетически связаны многочисленные железорудные, хромитовые и некоторые медноколчеданные месторождения, в том числе и очень крупные.

Центральная область срединных массивов в металлогеническом отношении тоже весьма продуктивна. С зонами вторичных геосинклиналей связаны вулканогенные гидротермальные медно-цинковоколчеданные и медно-порфировые месторождения, порой крупных масштабов. Не менее важны месторождения пестрого ряда рудных формаций, связанных с молодым субазральным магматизмом, проявленным в районах тектоно-магматической активизации.

Можно предположить, что особенности тектоники, магматизма и металлогении Северной области связаны с развитием Восточно-Европейской платформы и ее палеозойского геосинклинального обрамления. Эта область развилась из океанического бассейна, унаследованного от байкальского цикла; заложена она на Европейской эпигерцинской платформе; наконец, ее металлогенические особенности отчасти сходны с характерными для Центральной Европы (колчеданная, сидерит-анкеритовая, свинцово-цинковая в доломитах, ртутная формации).

Южная область отчетливо отличается от Северной обилием в ней офиолитового магматизма и связанной с ним металлогенией. Сходные образования широко рас-

Общая сравнительная металлогеническая характеристика Центрального Средиземноморья

Главные рудные формации	Металлогеническая эпоха и ее этап	Генетический тип месторождений	Металлогенические области, провинции и районы
Медноколчеданно-полиметаллическая (уральский тип)	Доальпийская, геосинклинальный	Вулканогенно-осадочный и гидротермальный	Северная область, провинции Западных и Восточных Альп, Западных и Восточных Карпат, Старая Планина, Большой Кавказ
Медноколчеданная (кипрский тип)	Альпийская, геосинклинальный	Вулканогенно-осадочный	Южная область, провинции Тоскана, Кипр, Тавр
Медно-цинковоколчеданная (тип Куроко)	То же	Вулканогенно-гидротермальный	Центральная область, провинции Суббалканская, Среднегорская, Понтийская, Сомхето-Кафанская
Колчеданно-полиметаллическая и жильная полиметаллическая	Раннеальпийская, геосинклинальный	Вулканогенно-осадочный и гидротермальный	Северная область, провинции Большого Кавказа, районы Филлизайский, Дагестанский, Садонский
Хромитовая и титано-магнетитовая	Альпийская, геосинклинальный	Магматический	Южная область, провинции Западных Альп, Динарид, Тавра
Медно-порфировая	Альпийская, позднегеосинклинальный и орогенный	Гидротермальный	Центральная область, провинции Банат, Суббалканская, Среднегорская, Сомхето-Кафанская; Южная область, зона Зангезурская
Стратиформная шеелитовая	Доальпийская, геосинклинальный (?)	Вулканогенный (?) с наложенным скарново-гидротермальным	Северная область, провинции Восточных Альп, Большого Кавказа; Центральная область, район Уллудага
Сидерит-анкеритовая, марганцевая, магнетитовая	Доальпийская, геосинклинальный и орогенный	Вулканогенно-осадочный и гидротермально-метасоматический	Северная область, провинции Восточных Альп, Западных Карпат
Стратиформная галенит-сфалеритовая в доломитах	Герцинская, посторогенный	Телетермальный	Северная область, провинции Восточных Альп и Старой Планины
Ртутная	То же	"	Северная область, провинции Восточных Альп и Большого Кавказа
Баритовая	Раннеальпийская, орогенный	"	Северная область, провинция Большого Кавказа
Свинцово-цинковая	Этап тектоно-магматической активизации	Вулканогенно-гидротермальный	Центральная область, провинции Паннонского, Македоно-Родопского и Анатолийских массивов
Золото-серебряная, медно-порфировая	То же	То же	Центральная область, Паннонский массив
Сурьмяно-ртутная	"	"	Центральная область, Македоно-Родопский, Паннонский и Анатолийские массивы
Мышьяково-редкометалльная	"	Гидротермальный	Северная область, провинция Большого Кавказа

пространены к востоку, в пределах Аравийской платформы и южной ветви Тетиса. В частности, по новейшим данным, в Омане открыты промышленные медноколчеданные месторождения кипрского типа. Отсюда возникает предположение, что Южная область родственна северному обрамлению Гондваны.

Предложенная модель развития главных тектоно-металлогенических единиц Центрального Средиземноморья подразумевает формирование их в условиях

значительных горизонтальных перемещений, определяемых сближением Восточно-Европейской и Африкано-Аравийской платформ. Их соприкосновение, по-видимому, произошло вдоль полосы срединных массивов, чем и обусловлена дугообразная морфология противоположных складчатых областей. Вместе с тем мы не видим каких-либо доказательств существования в этом длительном процессе ископаемых зон спрединга и субдукции. Тем меньше остается оснований для отнесения этих гипотетических структур к поставщикам рудного вещества в приповерхностные части земной коры. Повсеместная ассоциация рудных месторождений с различными магматическими породами и геологическими структурами служит свидетельством разнообразия источников металлов: мантия (хром, железо, медь), базальтовый слой (свинец, цинк, ртуть, сурьма, медь) и гранитно-метаморфический слой (молибден, вольфрам, уран, висмут).

Металлогенический анализ Центрального Средиземноморья устанавливает специфичное проявление магматизма и металлогении в каждой из выделенных региональных тектонических областей. Эти закономерности подтверждаются и при более детальном районировании в пределах каждой из областей, что, на наш взгляд, открывает широкие возможности для привлечения закономерностей проявления магматизма и металлогении для тектонических построений.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б.* Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. — Геотектоника, 1977, № 4.
- Афанасьев Г.Д.* Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. — Тр. ИГЭМ, 1958, вып. 20.
- Белюсов В.В.* Основы геотектоники. М.: Недра, 1975.
- Власов Г.М.* Островные дуги и новая глобальная тектоника. — Геотектоника, 1976, № 1.
- Денисенко В.К., Рундквист Д.В.* Новые перспективные типы стратиформного вольфрамового оруденения. — Сов. геол., 1977, № 6.
- Казанский В.И.* Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М.: Недра, 1972.
- Карамата С.* Происхождение изверженных пород Югославии и их металлогения. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 12.
- Колчеданные месторождения Большого Кавказа. М.: Недра, 1973.
- Нагибина М.С.* О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией. — Геотектоника, 1967, № 4.
- Надарейшвили О.Ш.* Габбро-гипербазитовый (офиолитовый) формационный пояс в структуре Главного Кавказского хребта. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 10.
- Обуэн Э.* Итало-Динаридская система и ее соотношения с Альпийской дугой. — В кн.: Тектоника Альпийской области. М.: Мир, 1965.
- Твалчрелидзе Г.А.* Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). М.: Недра, 1972.
- Твалчрелидзе Г.А., Панцулая В.В.* Сравнительная характеристика металлогении геосинклинального и постгеосинклинального развития складчатых областей (на примере Кавказа). — Сов. геол., 1973, № 11.
- Тектоника Европы: Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы м-ба 1 : 2 500 000. М.: Наука, 1964.
- Трюмпи Р.* Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп. — В кн.: Тектоника Альпийской области. М.: Мир, 1965.
- Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. М.: Недра, 1971.
- Щеглов А.Д.* Металлогения областей автономной активизации. М.: Недра, 1968.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ В СВЕТЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

В настоящее время, по геологическим данным, хорошо аргументирована реконструкция взаимного расположения континентов в конце палеозоя — начале мезозоя в северной части Атлантического полушария (рис. 1) [Кропоткин, 1968; Bullard et al., 1965]. Она основана на сходстве простираения и возраста складчатости, соответствии стратиграфического разреза каледонского и герцинского складчатых поясов Северной Америки и Западной Европы и совпадении контуров материкового склона. Такая реконструкция согласуется с палеомагнитными данными и близка к тем построениям, которые уже давно были сделаны А. Вегенером, Э. Краусом и др. [Краус, 1951; Кропоткин, 1960, 1964].

Магнитная съемка в Атлантическом океане и геохронологическая датировка полосовых магнитных аномалий, основанная на их соответствии с магнитостратиграфической хронологией, позволяют нанести изохроны раскрытия Атлантического океана и построить палеогеографические карты. На таких картах показаны последовательные этапы этого процесса, происходившего на протяжении мелового периода и кайнозоя [Le Pichon et al., 1977; Sclater et al., 1977]. Этим же методом прослежено раскрытие Бискайского залива, имеющего базальтовую кору океанического типа [Williams, 1975; Ries, 1978].

Нетрудно убедиться, что, если принять условно Северную Америку за неподвижный блок, Африка должна была бы в процессе раскрытия Северной Атлантики отодвинуться на восток от нее значительно дальше, чем Европа. Иными словами, в области Средиземноморья в течение мезозоя и кайнозоя происходило смещение типа левостороннего сдвига. Однако оно было распределено в широком поясе, а не сконцентрировано на одном тектоническом шве (как это имело место, например, при сдвиге того же времени по разлому Сан-Андреас в Калифорнии).

Наглядное представление об относительном перемещении Африки по отношению к Европе дает рис. 1. На нем показана система географических координат, связанных с внеальпийской Европой (эпигерцинской плитой Западной Европы и Восточно-Европейской платформой), и то перемещение (от начала до конца каждой стрелки), которое было необходимо для того, чтобы сместить материальные точки, находившиеся в Северной Африке, к их современному положению. Видно, что ширина океана Тетис при этом движении должна была сократиться, например на меридиане Греции, приблизительно в два раза.

Естественно, что небольшие блоки земной коры, расположенные в Средиземноморском поясе между Африкой и Европой, при указанном смещении Африки в восточном направлении (по отношению к Европе) испытывали некоторое вращение — поворот против часовой стрелки. Такие повороты и перемещения по дуге, выпуклой к югу, показаны схематически на рис. 1 (Пиренейский полуостров, Сардиния, Сицилия, Апеннинский полуостров). Раскрытие Бискайского залива, образование впадин западной части Средиземного моря и расширение впадины Тирренского моря вполне понятны в такой геодинамической схеме как следствие поворота этих блоков. Формирование складчатой структуры Пиренеев также объясняется в основном, по-видимому, поворотом Пиренейского полуострова против часовой стрелки.

Эти перемещения блоков прекрасно документируются по результатам палеомагнитных исследований. Как видно на рис. 2, ориентация векторов намагниченности, соответствующая направлению меридианов в пермском периоде, сохраняет однообразный характер на территории внеальпийской Европы [Храмов, 1967]. Но как только мы перешагиваем южную границу этой области, обнаруживается гораздо более сложная картина ориентировки векторов, свидетельствующая о разнообраз-

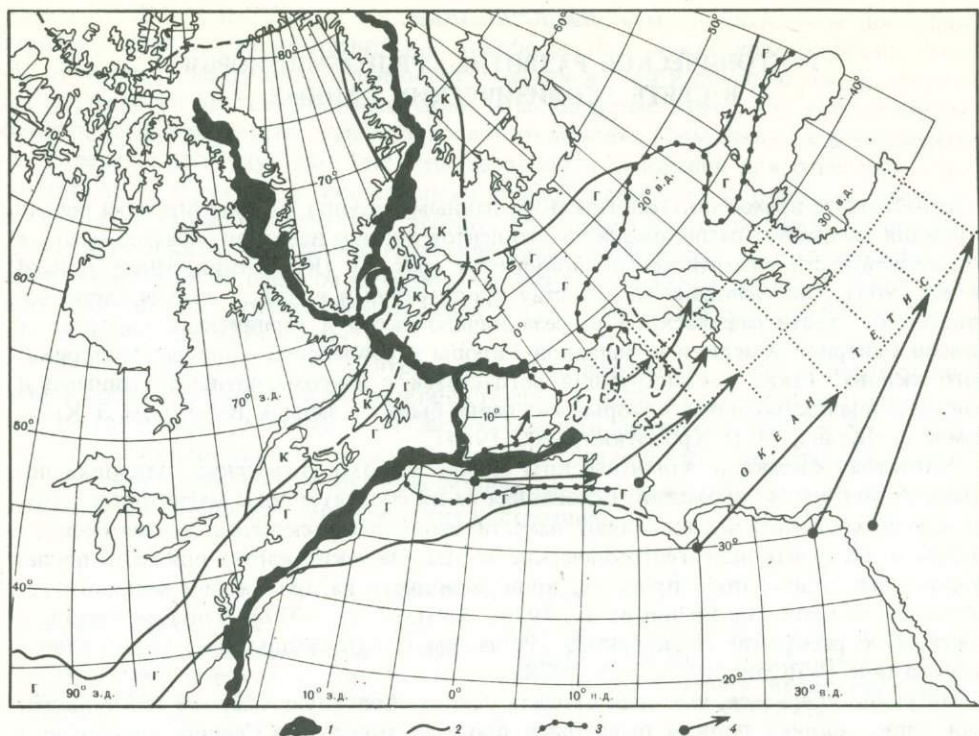


Рис. 1. Реконструкция взаимного расположения материков, основанная на совмещении контуров их континентального склона по изобате 910 м (500 морских саженей) в северной части Атлантического океана (по Э. Булларду и Дж. Эверетту [Bullard et al., 1965], с дополнениями)

1 — участки перекрытия изобат или промежутки между ними (с глубинами 0,91–2 км); 2 — границы докембрийских платформ и каледонских (К) и герцинских (Г) складчатых поясов; 3 — граница областей альпийской складчатости; 4 — перемещение материальных точек с конца палеозоя до современной эпохи (по отношению к внеальпийской Европе)

ных деформациях — поворотах отдельных блоков, изгибании (в плане) складчатых систем, произошедших после пермского периода, т.е. в мезозое и кайнозое.

Более детальное рассмотрение палеомагнитных данных полностью подтверждает те предположения о поворотах промежуточных (между Африкой и внеальпийской Европой) блоков против часовой стрелки, которые вытекают из реконструкции, изображенной на рис. 1 [Zijderveld et al., 1970]. Как подчеркивает Р. Ван-дер-Вуу, движения микроплит Средиземноморья представляют собой "прямое следствие относительных перемещений между Африканской и Евразийской литосферными плитами ... Палеомагнитные исследования в Средиземноморье обнаруживают систематические вращения микроплит против часовой стрелки на угол от 25° до 60°. Но эти повороты, по-видимому, не были синхронны" [Van der Voo, 1977, с. 1126].

Палеомагнитные данные по Средиземноморью наиболее многочисленны по Пиренейскому и Апеннинскому полуостровам [Van der Voo, Zijderveld, 1977; Lowri, Alvarez, 1975]. По восточной части Средиземноморско-Альпийского пояса данных немного, и некоторые из них нуждаются в дополнительном подтверждении [Géczi, 1973; Márton E., Márton P., 1978]. Величина вращения Пиренейского полуострова против часовой стрелки по отношению к Франции и остальной внеальпийской Европе составляет, судя по палеомагнетизму пермских и триасовых пород, около 35°. Это в точности соответствует углу раскрытия Бискайского залива. Палеозойская складчатая система Пиренейского полуострова срезана почти вкрест простирания, под углом 65–90° прямолинейным разломом у северного берега Испании. Ее продолжение находится на шельфе западной Франции и в Армориканском массиве, по другую сторону впадины Бискайского залива, имеющей глуби-

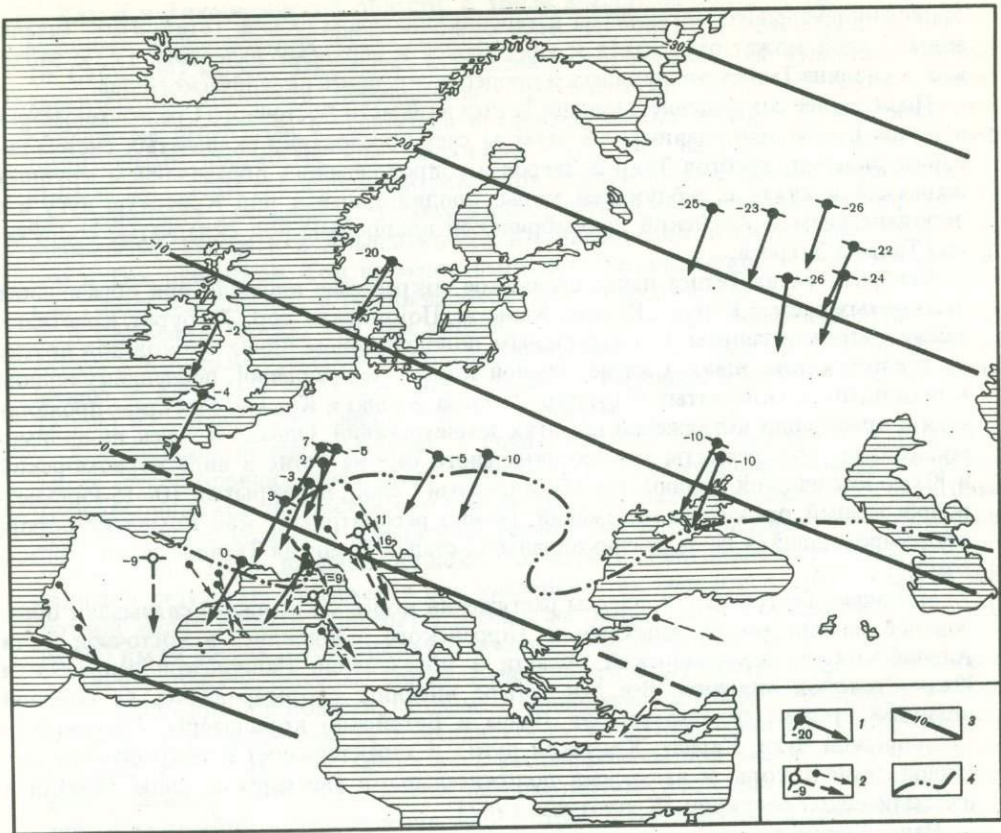


Рис. 2. Палеомагнитные данные по пермским породам Европы и некоторых районов Азии (по А.Н. Храмову [1967], с дополнениями)

1 — направления горизонтальной составляющей земного магнитного поля (в пермском периоде) и палеомагнитные широты мест взятия образцов пород во внеальпийской Европе; 2 — то же, в пределах Альпийско-Средиземноморской области; 3 — палеопараллели, построенные по среднему палеомагнитному полюсу платформенной перми; 4 — северная граница Альпийской складчатости

ну до 4888 м и океаническое строение земной коры. У подножия шельфа, который составляет продолжение Армориканского массива, в 260 км от французского берега на глубине 4000 м были обнаружены выходы гранитного фундамента у северной границы Бискайской впадины (12° з.д., 48° с.ш.) [Pautot et al., 1976].

Как видно из сравнения ориентации стрелок, указывающих направление вектора намагниченности к северу и югу от границы альпийской складчатой области (см. рис. 2), поворот Апеннинского полуострова, Сардинии и Корсики, происшедший после перми, был еще более значителен — на $50-60^\circ$ против часовой стрелки. Пржнее положение Апеннинско-Сицилийской дуги, связанной с альпийской складчатой системой северного побережья Африки в Тунисе и Алжире, намечено пунктиром на рис. 1. Бассейны с океанической корой образовались в западной части Средиземного моря, между Сардинией и Испанией, в более раннее время (мел, палеоген?), тогда как впадины Тирренского моря и моря Альборан (между Испанией и Марокко) — сравнительно поздно, в миоцене и плиоцене [Biju-Duval et al., 1976; Dewey et al., 1973].

Впадины восточной части Средиземного моря, т.е. бассейны Ионического и Адриатического морей и моря Левант, по-видимому, представляют собой реликтовые структуры, а именно — сохранившиеся участки моря Тетис. В областях моря Левант, расположенных южнее 34° с.ш., и в Адриатическом море мощность осадочного комплекса достигает 10–15 км; это главным образом отложения, накопившиеся в кайнозое и меловом периоде [Маловицкий, 1978]. Под ними залегает столь же мощный вулканогенный комплекс: базальты и другие породы, принадлежащие к

стадии инициального магматизма в геосинклинальном океане Тетис. Этот "базальтовый" слой может относиться к юре, триасу и верхнему палеозою, т.е. к эпохе, когда впадина Тетиса расширялась в процессе спрединга океанического дна.

Позднейшее сокращение площади Тетиса в области Восточного Средиземноморья и Ирана произошло главным образом за счет образования складчатых систем диарид, эленид, хребтов Тавр и Загрос и сопровождалось образованием крупных шарьяжей в связи с субдукцией коры, продвигавшейся под Критскую дугу и с пододвиганием Аравийской докембрийской платформы под складчатые сооружения Тавра и Загроса.

Северная ветвь Тетиса испытала резкое сокращение площади при образовании складчатых систем Карпат, Крыма, Кавказа, Понтийских гор, Эльбурса, Копетдага, также сопровождавшемся значительным пододвиганием одних блоков под другие на тектонических швах. Сжатие земной коры в направлении, перпендикулярном к простиранию складчатых структур Кавказа, Карпат и Крыма, отчетливо проявляется в ориентации напряжений в очагах землетрясений. Однако и здесь, по-видимому, сохранились реликты геосинклинального океана Тетис в виде Черноморской и Южно-Каспийской впадин. Их "базальтовый" слой, перекрытый 10–15-километровой толщей осадочных отложений, можно рассматривать как комплекс пород, сформировавшийся на эвгеосинклинальной стадии развития Тетиса (пермь–триас–юра?).

Молодые, неогеновые процессы растяжения коры, с которыми связывают образование впадин морей Альборан и Тирренского, проявились в восточной части Альпийско-Средиземноморской области в образовании Паннонской депрессии и Южно-Эгейской впадины. Все эти четыре впадины сформировались на тыловой вогнутой стороне складчатых дуг (Рифа и Бетийской кордильеры, Апеннинско-Сицилийской дуги, Карпат, Критской дуги) и характеризуются сокращенной толщиной земной коры и высокими положительными аномалиями силы тяжести в изостатической редукции [Кропоткин, 1967].

Направление течения подкоровых масс в астеносфере, судя по расположению положительных изостатических аномалий в этих тыловых впадинах и отрицательных аномалий в предгорных впадинах, ориентировано от центра впадин, т.е. от вогнутой стороны складчатой дуги наружу, к выпуклой стороне дуги. В этом же направлении происходили в альпийском цикле движение масс в шарьяжах, надвигах и наклонных складках и общая миграция процесса складкообразования. Поднятие тыловых впадин выше уровня изостатического равновесия, сопровождавшееся их растяжением и утонением коры, связано, вероятно, с выдавливанием снизу вверх обширных мантийных диапиров под центральными частями этих впадин. С тем же процессом могут быть связаны повышенный тепловой поток (Паннонская впадина) и разуплотнение верхней мантии, которое устанавливается по наличию низких (7,4–7,8 км/с) скоростей волн в верхних ее слоях, непосредственно ниже поверхности Мохоровичича. Подъем мантийных диапиров, вызывающий растяжение в тылу складчатых дуг, можно объяснить (как это обычно принимается по схеме Д. Карига, разработанной на примере структур Тихоокеанской области) давлением со стороны погруженных фронтальных частей тех плит, которые испытывают субдукцию, т.е. пододвигаются под складчатую дугу с внешней выпуклой стороны [Кариг, 1974; Кропоткин, 1967].

Действительно, аналоги зон Беньофа, известные в Тихоокеанской области, обнаружены сейчас по расположению очагов землетрясений под всеми четырьмя упомянутыми складчатыми дугами. К югу от Бетийской кордильеры известны землетрясения на глубине до 630 км. От периферии Апеннинско-Сицилийской дуги на запад-северо-запад под впадину Тирренского моря погружается под углом 42–50° до глубины 450–490 км поверхность хорошо изученного сейсмического разлома. Значительно круче (60–70°) наклонена на запад-северо-запад под Карпатскую дугу у стыка Восточных и Южных Карпат сейсмичная зона гор Вранча с очагами на глубинах 100–200 км. В зоне Критской дуги разлом наклонен на север под южную котловину Эгейского моря и прослеживается по расположению очагов землетрясений до глубины 180 км [Papazachos, Comninakis, 1971; Кропоткин, Ларионов, 1976].

Как и в Тихоокеанской области, с этими аналогами зон Бенюфа ассоциируют молодые вулканические пояса Тирренского (о. Липари, Везувий) и Эгейского (о. Санторин) морей, Закарпатья и Трансильвании (неогеновые вулканы). Однако характерный комплекс перечисленных геологических явлений (дугообразные складчатые структуры с тыловыми впадинами растяжения и с периферическими предгорными прогибами или глубокими желобами на выпуклой фронтальной стороне дуг; зоны глубинной сейсмичности, наклоненные от поясов отрицательных изостатических аномалий в сторону изостатических максимумов; специфический вулканизм) выражен в Альпийско-Средиземноморской области менее отчетливо, чем в Тихоокеанской. Тем не менее сходство с геодинамикой восточного окончания Тетиса (Индонезия) и Тихоокеанской области несомненно.

В Средиземноморье, как мы видели, основной геодинамический процесс был связан с крупным "рассредоточенным" левосторонним сдвигом Европы по отношению к Африке и со сближением Гондваны (включая припаянные к ней части Тетиса) и Евразии в восточной части этого региона.

Вышеописанный левосторонний сдвиг находит себе аналогию в крупных, также левосторонних, сдвиговых смещениях между Северной и Южной Америкой (переместившейся на восток-юго-восток от Северной Америки). Но сдвиговые смещения происходили в Карибском регионе на фоне удаления, а не сближения материковых масс. Впадины Карибского моря и Мексиканского залива образовались в результате растяжения при удалении этих материков друг от друга; широтный желоб Кайман (Бартлетт) возник на линии сдвига, сместившего о. Гаити на 400 км на восток по отношению к южному ограничению о. Куба.

Таким образом, сложные геодинамические процессы, протекавшие в Альпийско-Средиземноморской области, которые сопровождалось сокращением коры в одних участках и разрастанием ее поверхности — в других, сдвигами и деформацией крупных и мелких плит, могут быть расшифрованы при использовании геофизических данных: магнитных съемок, палеомагнитных исследований, изучения аномалий силы тяжести, распределения гипоцентров землетрясений и ориентации напряжений в сейсмических очагах. Без геофизики тектонические построения здесь были бы неполноценными. Необходимо построение палинспастических карт и реконструкций, основанных на совмещении контуров материкового склона и палеомагнитных данных.

ЛИТЕРАТУРА

- Кариэ Д.* Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана. — В кн.: Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М.: Мир, 1974.
- Кропоткин П.Н.* Палеомагнетизм и его значение для стратиграфии и геотектоники. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 12.
- Кропоткин П.Н.* Соотношение поверхностей и глубинной структуры и общая характеристика движений земной коры. — В кн.: Строение и развитие земной коры. М.: Наука, 1964.
- Кропоткин П.Н.* Механизм движений земной коры. — Геотектоника, 1967, № 5.
- Кропоткин П.Н.* О возрасте и происхождении океанов. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, вып. 5.
- Кропоткин П.Н., Ларионов Л.В.* Глубинные сейсмические разломы Крымско-Кавказской области и движение литосферных плит. — Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 2.
- Маловицкий Я.П.* Тектоника дна Средиземного моря. М.: Наука, 1978.
- Храмов А.Н.* Магнитное поле Земли в позднем палеозое (анализ мировых палеомагнитных данных). — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 1.
- Biju-Duval B., Dercourt J., Le Pichon X.* La genèse de la Méditerranée. — Recherche, 1976, vol. 7, N 71.
- Bullard E., Everett J.E., Smith A.* The fit of the continents around the Atlantic. — Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1965, vol. A 258, N 1088.
- Dewey J.F., Pitman III W.C., Ryan W.B.F., Bonnin J.* Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, N 10.
- Géczi B.* Plate tectonics and paleogeography in the East-Mediterranean Mesozoic. — Acta geol. Acad. sci. hung., 1973, vol. 17.
- Kraus E.* Vergleichende Baugeschichte der Gebirge. Berlin: Akad.-Verl., 1951.
- Le Pichon X., Sibuet J.C., Francheteau J.* The fit of the continents around the North Atlantic Ocean. — Tectonophysics, 1977, vol. 38, N 3/4.
- Lowry W., Alvarez W.* Paleomagnetic evidence for rotation of the Italian peninsula. — J. Geophys. Res., 1975, vol. 80, N 11.

- Márton E., Márton P.* Tectonic implications of a new palaeomagnetic result from the Jurassic of the Transdanubian Central Mountains. — *Tectonophysics*, 1978, vol. 45, N 2/3.
- Papazachos B.C., Comninakis P.E.* Geophysical and tectonic features of the Aegean arc. — *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, N 35.
- Pautot G., Renard V., Auffret G.* et al. A granite cliff in the North Atlantic. — *Nature*, 1976, vol. 263, N 5579.
- Ries A.C.* The opening of the Bay of Biscay — A review. — *Earth-Sci. Revs*, 1978, vol. 14, N 1.
- Sclater J.G., Hellinger S., Tapscott Ch.* The paleobathymetry of the Atlantic ocean from the Jurassic to the Present. — *J. Geol.*, 1977, vol. 85, N 5.
- Van der Voo R.* Paleomagnetic studies of Mediterranean microplates. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1977, vol. 58, N 12.
- Van der Voo R., Zijdeveld J.D.A.* Renewed paleomagnetic study of the Lisbon volcanics and implications for the rotation of the Iberian peninsula. — *J. Geophys. Res.*, 1977, vol. 76, N 17.
- Williams C.A.* Sea-floor spreading in the Bay of Biscay and its relationship to the North Atlantic — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1975, vol. 24, N 3.
- Zijdeveld J.D.A., Hazen G.J.A., Nardin M., Van der Voo R.* Shear in the Tethys and the Permian paleomagnetism in the Southern Alps, including new results. — *Tectonophysics*, 1970, vol. 10, N 5/6.

АЛЬПИЙСКАЯ СТРУКТУРА ЮГА СРЕДНЕЙ АЗИИ И СМЕЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ

В современной структуре юга Средней Азии и сопредельных территорий выделяются две принципиально различные геоструктурные области — Туранская плита и Альпийская орогеническая область. Туранская эпигерцинская плита на протяжении всего мезозоя и кайнозоя являлась устойчивой континентальной платформой, не затронутой альпийским складкообразованием. Альпийская орогеническая область отличается весьма интенсивной дислоцированностью альпийского структурного этажа. По характеру позднеальпийских деформаций в этой области выделяются различные структурные формы — чаще всего это поднятия (антиклинории), прогибы (синклинории) и разделяющие их шовные зоны; они группируются в более крупные структурные единицы — складчатые сооружения, системы и области. Все эти зоны характеризуются различной внутренней структурой и разным составом альпийского структурного этажа. По особенностям его строения (полнота разреза, мощность и формационный состав) среди структур Альпийской орогенической области выделяют обычно два типа орогенных зон и областей: эпигеосинклинальные (сложенные мощными геосинклинальными образованиями альпийского возраста) и эпиплатформенные (альпийский чехол отсутствует или носит субплатформенный характер). В литературе последних десятилетий ведется оживленная полемика относительно того, какие регионы следует относить к Альпийской складчатой области в узком смысле этого слова (собственно "альпиды", прошедшие полный геосинклинальный цикл развития), а какие — к области эпиплатформенного орогенеза (активизированные платформы с разным возрастом складчатого основания).

Применительно к орогенным структурам юга Средней Азии речь идет главным образом об определении доорогенного положения южной границы Туранской плиты традиционными методами палеотектонического анализа (формации, мощности и несогласия доорогенных альпийских комплексов).

Новые представления о природе геосинклинального процесса и развитии складчатых поясов [Пейве, 1969; Книппер, 1975; Пейве и др., 1976], а также новые данные по геологии Северного Ирана, Центрального Афганистана и Памира делают более актуальными другие проблемы палеотектоники рассматриваемой области, а именно: выявление геологических свидетельств крупных горизонтальных перемещений; реконструирование предполагаемых здесь океанических структур прошлого: установление времени формирования различных блоков континентальной коры. При изучении орогенных деформаций особый интерес представляет геолого-кинематический анализ структурных форм и тектодинамическая интерпретация образуемых ими структурных рисунков. В свете этих важнейших проблем альпийской геологии ниже рассматриваются основные геоструктурные зоны среднеазиатских звеньев Альпийского орогенического пояса и делаются предположения о палеотектонической и тектодинамической природе этих зон.

В основу схем тектонического районирования и новейшей структуры территории (рис. 1, 2, см. вкл.) и нижеследующего описания положены многочисленные материалы по геологии и неотектонике Южной Туркмении, Узбекистана и Таджикистана, а также Северного Ирана и Афганистана, опубликованные в основном за последнее десятилетие. Среди них особо отметим исследования А. Алланова, Г.И. Амурского, А.А. Бакирова, А.А. Борисенко, А.Н. Давыдова, С.П. Вальбе, В.П. Гаврилова, Р.Г. Гарецкого, М.С. Жмуд, В.С. Князева, Л.В. Косарева, М.К. Мирзаханова, О.М. Панасенко, М.С. Пашаева, Л.П. Полкановой, А.Ф. Семенцова, Л.Н. Смирнова, М.Ш. Ташлиева, П.В. Флоренского и А.Е. Шлезингера по Туранской плите; П.И. Калугина и В.П. Мирошниченко по зарубежному Копетдагу; Й. Штеклина по Северному Ирану; Я.А. Беккера, Л.Б. Вонгаза, С.А. Захарова, К.Н. Кравченко и Л.М. Сафьяна по Таджикской депрессии; В.И. Дронова, Б.Р. Пашкова, С.В. Руженцева и

В.А. Швольмана по Памиру; В.И. Браташа, С.В. Егупова, В.В. Печникова и А.И. Шеломенцева по Северному Афганистану; А.Н. Демина, С.С. Карапетова, И.В. Пыжьянова, И.М. Сборщикова, В.И. Славина и И.И. Солина по Центральному Афганистану, а также сводные работы А.Л. Книппера, Е.Е. Милановского, А.В. Пейве, Ю.С. Перфильева и В.Е. Хаина по геологии Альпийского пояса Ближнего и Среднего Востока в целом.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР АЛЬПИЙСКОЙ СТРУКТУРЫ

Геологическое строение Туранской плиты хорошо изучено буровыми и геофизическими методами [Бакиров и др., 1970; Алланов и др., 1976; и др.]. В строении складчатого основания плиты участвуют вулканогенно-осадочные породы верхнесилурийского, девонского, нижне- и среднекаменноугольного возраста и прорывающие их средне-верхнепалеозойские гранитоиды, находящиеся на разных стадиях регионального метаморфизма. Выше залегают верхнекаменноугольные, пермские и триасовые обломочные, вулканогенно-осадочные и терригенно-карбонатные отложения "промежуточного комплекса", прерывистым чехлом покрывающие складчатый фундамент Туранской плиты и достигающие местами мощности 4–6 км.

Чехол плиты сложен полого залегающими субплатформенными образованиями юрского, мелового и кайнозойского возраста; местами они достигают значительной мощности (до 10–12 км в осевой части Предкопетдагского прогиба), в других районах сильно редуцированы или вовсе отсутствуют (Туаркыр, Нуратау, Зирабулак-Зиэтдинские горы). Чаще, однако, мощность мезозойско-кайнозойского осадочного чехла колеблется от 1–2 до 4–6 км. По глубине залегания палеозойского складчатого фундамента здесь могут быть выделены многочисленные выступы и впадины, группирующиеся в субширотные системы прогибов (**Южно-Устюртская и Южно-Туркменская системы**) и поднятий (**Туаркыр-Нуратинская система**).

Платформенный чехол рассматриваемой территории рассечен разломами, фиксируемыми по геофизическим, геоморфологическим и, в меньшей степени, геологическим данным [Амурский, 1976; Семенов и др., 1969]. В западной части эти разломы, как правило, имеют северо-западную ориентировку (Туаркырская, Карашорская, Оюклы-Тедженская группы разломов), в центральной – субширотную (Репетек-Чешминская, Бадхыз-Карабильская и более мелкие разломные зоны) или субмеридиональную (Серахс-Питнякская, Мургаб-Байрамалинская зоны разломов), в восточной – снова северо-западную (Амударьинский, Багаджинский, Западно-Бухарский) или субширотную (Карабильский, Сундуклинский, Восточно-Бухарский). По смещению изогипс поверхности фундамента и других реперных горизонтов большинство швов северо-западного простирания предположительно диагностируется как правые сдвиги. Этому вполне соответствует характер кулисообразного расположения локальных брахискладок, отмечаемых в Донгузсырт-Чешминском и Карашорском отрезках Карашор-Донгузсыртской зоны разломов. На субширотном отрезке этого глубинного разлома отмечается линейное расположение локальных складок, внутренняя структура которых говорит о значительной роли меридионального сжатия (субширотные взбросы, выявляемые в ряде складок данными бурения и детальной сейсморазведки) [Мирхамидов, 1966]. В связи с этим позднеальпийская структура Карашор-Донгузсыртского глубинного разлома трактуется нами как сочетание субширотной структуры сжатия и северо-западных структур правого сдвига. Правосдвиговые деформации предполагаются вдоль Бухарской, Амударьинской и Туаркыр-Карабахшинской зон глубинных разломов.

Южное ограничение Туранской плиты проводится нами вдоль двух разноориентированных систем глубинных разломов – Копетдаг-Балханской и Афгано-Балхашской. Эти межрегиональные шовные системы определяют современную северную границу Альпийского орогенического пояса и V-образно сочленяются в районе Кушки. Их геоструктурное значение как границ первого порядка определилось лишь в новейшее время; в доорогенные стадии альпийского цикла они играли вто-

ростепенную роль конседиментационных зон сдвиговых деформаций, контролировавших кулисообразное размещение и развитие эпиконтинентальных прогибов на южной окраине Евразийского континента [Расцветаев, 1972]. Интенсивное развитие позднеальпийских деформаций к югу от этих швов привело к резкому разделению южной окраины Евразии на орогеническую область и неотектоническую платформу.

Кушкский выступ Туранской неотектонической плиты подразделяет Альпийский пояс Среднего Востока на два сегмента — Туркмено-Иранский и Таджикско-Афганский. Весьма существенные морфологические и историко-геологические различия заставляют нас рассматривать эти сегменты отдельно. В Туркмено-Иранском сегменте выделяются Южно-Туркменская, Эльбурс-Нишапурская, Шахруд-Хорасанская и Среднеиранская геоструктурные области, разделенные Мешхедским, Джагагайским и Дорунейским глубинными швами.

Южно-Туркменская область включает Копетдагское и Кубадаг-Балханское горноскладчатые сооружения, а также Южно-Каспийскую глубоководную впадину. В основании альпийского разреза Копетдага залегают красноцветные конгломераты и песчаники (пермо-триас?), перекрытые мощной триасовой вулканогенно-обломочной толщей ("выход Ахдарбанд" в ядре Пиревеш-Бадхызской антиклинали [Штеклин, 1979]). Отложения триаса интенсивно дислоцированы и резко несогласно перекрываются здесь лейасовыми (рэт-лейасовыми?) песчано-глинистыми породами, широко развитыми в долине р. Кешефруд и на южном склоне хр. Муздеран (древнекиммерийская складчатость). Верхнеюрские, а частично и среднеюрские отложения представлены массивными и тонкослоистыми известняками, иногда с пачками песчаников и ангидритов; в советском Копетдаге верхнеюрские отложения согласно перекрываются относительно мощной толщей известняков, известковистых песчаников и мергелей валанжина — баррема. Однако юнокиммерийские движения отчетливо проявляются на юго-востоке Копетдага, где, по данным В.П. Мирошниченко [1947], неокимские отложения прибрежного или континентального типа ложатся с угловым несогласием на тонкослоистые известняки, содержащие фауну келловеев; еще далее к востоку, в пределах Бадхыз-Карабильского "подземного моста" маломощные отложения неокома с резким размывом залегают прямо на сланцеватых глинах верхнего триаса. Аптские, альбские и сеноманские отложения представлены на Копетдаге мощной относительно однообразной толщей обломочных пород (глауконитовые песчаники, алевролиты и глины), разделенной предпозднеальпийским внутрiformационным размывом, глубина которого возрастает к юго-востоку. В Южном Копетдаге обломочная толща "среднего мела" сменяется маломощными песчано-карбонатными осадками, несогласно лежащими на подстилающие породы. Верхнемеловые образования представлены известково-мергельными породами, мощностью до 2,5 км; в северо-западной части Копетдага это почти непрерывная толща с незначительными размывами в нижней (турон-коньякской) части. На юго-востоке проявляется значительный внутрисенонский размыв, в результате которого верхнесенонские отложения приобретают существенно иную литологическую характеристику, а в зарубежной части Копетдага резко несогласно перекрывают подстилающие отложения вплоть до нижнего баррема [Калугин, 1977]. Отголоски ларамийских движений ощущаются в течение всего палеоцена, сказываясь как на характере осадков (преобладают прибрежные и континентальные фации), так и на обилии размывов. Эоценовые отложения представлены глинистой толщей; в среднем эоцене преобладают мергелистые разности, а в верхнем уже проявляются типично молассоидные черты: высокая изменчивость мощностей, появление красноцветных пород и линз грубообломочного материала и угловые несогласия внутри толщи, что позволяет относить ее к образованиям орогенного этапа. В восточной части Копетдага (Бадхыз) к верхнему эоцену относятся проявления андезито-базальтового вулканизма. Начиная с олигоцена молассовые отложения формируются повсеместно, хотя массовое появление конгломератов в копетдагском разрезе отмечается лишь со среднего — позднего миоцена. Суммарная мощность моласс не превышает 2—2,5 км; в горной области в это время формируются уступы денудационного рельефа.

В современной структуре Копетдага выделяются три геоструктурные зоны. Осевая часть складчатого сооружения (Главный, или Южно-Копетдагский, антиклинорий) образована системой из 4–6 протяженных складчатых цепей в несколько сотен километров длиной и до 5–10 км амплитудой, сложенных меловыми и юрскими отложениями и дугообразно выгнутыми на север. Наиболее приподнятая часть антиклинория расположена на востоке, где наблюдается и наиболее напряженная складчатая структура с обширными системами продольных надвигов и диагональных правых сдвигов северо-западного простирания. В западном направлении складчатые цепи Главного антиклинория погружаются и несколько выполаживаются, а осложняющие их пологие надвиги исчезают или заменяются крутыми взбросами. В западной части эти складки нарушены системой диагональных левых сдвигов северо-восточного простирания.

Западная часть Копетдага, сложенная на поверхности в основном третичными породами, выделяется обычно под названием Западно-Копетдагской депрессии. Здесь наблюдаются наиболее глубокое для всего региона погружение поверхности домезозойского фундамента (по геофизическим данным, глубина его достигает здесь 16–20 км) и максимальная мощность палеогеновых, меловых (а возможно, и юрских) отложений. Граница с Копетдагским антиклинорием проходит по Шарлюк-Ходжакалинской флексурно-сдвиговой зоне, западнее которой антиклинальные цепи резко погружаются и распадаются на цепочки брахискладок, разделенных обширными и, как правило, плоскодонными синклинальными депрессиями. Верхние этажи последних иногда интенсивно дислоцированы, причем существенную роль в этих дислокациях играют явления глиняного диапиризма.

Юго-западная часть Копетдагского складчатого сооружения перекрыта полого-залегающими плиоценовыми отложениями Западно-Туркменской впадины, под чехлом которых складки Западного Копетдага обнаружены буровыми и геофизическими исследованиями. Это так называемая Аладаг-Мессерианская погребенная зона; доплиоценовые структуры здесь приобретают юго-западное (до субмеридионального) простирание, большую роль играют левосдвиговые деформации. Аладаг-Рустамкалинская система левосдвиговых деформаций отделяет погребенную часть Копетдагского складчатого сооружения от Южно-Каспийской неотектонической впадины, резко отличающейся по характеру альпийской деформации и истории.

Зона краевых дислокаций Копетдага (Северо-Копетдагская зона) расположена вдоль дизъюнктивной системы Копетдаг-Балханского глубинного шва и имеет запад-северо-западное простирание. Ее структура определяется системой взбросо-сдвиговых швов запад-северо-западного простирания, сопровождающихся сложным комплексом подчиненных им складчатых и дизъюнктивных нарушений и отделяющих область новейшего поднятия (Передовая зона) от области новейших опусканий (Предгорная зона). Ведущий структурный рисунок краевой части Копетдага — диагональное сочетание субширотных структур сжатия и северо-западных структур правого сдвига; широко развиты также и вторичные структуры диагонального сжатия (леводиагональные — северо-восточного, праводиагональные — северо-западного простирания), связанные со сдвиговыми деформациями в краевой зоне. Сдвиговая составляющая главных швов не поддается точному количественному определению; диагональные отрезки Главного разрыва сопровождаются обычно системами правых надвигов, уходящих вглубь складчатого сооружения и смещающих оси складок на 1–6 км. Анализ мощностей меловых и палеогеновых отложений по обе стороны от зоны Копетдаг-Балханского шва позволяет предположить, что он начал функционировать как зона правосдвиговых деформаций не позднее середины мела, однако складчатые дислокации в этой зоне достоверно фиксируются лишь с начала миоцена.

В зоне краевых складок Копетдага наряду с правосдвиговыми широко развиты и надвиговые перемещения; пологий (до 30–45°) наклон сместителя выявляется бурением в ряде участков Главного разрыва. Известны здесь и покровы с амплитудой перемещения не менее 7–10 км (Пароундаг, Коу, Келята). С субгоризонтальным срывом по поверхности фундамента сейсмологи связывают возникновение Ашхабадского землетрясения 1948 г.

В северо-западной части Копетдага под прямым углом к системе складок и разрывов краевой зоны причленяются леводиагональные (северо-восточного простирания) складки северной части Западно-Копетдагской депрессии и Балхан-Данатинского поднятия; структуры эти связаны с частичным затуханием сдвиговой амплитуды Копетдагского разлома на пересечении с северным бортом Южно-Туркменской впадины.

Кубадаг-Балханское поднятие расположено на непосредственном продолжении зоны краевых дислокаций Копетдага и имеет много общего с ее структурой. Определяющую роль в современной структуре поднятия также играют правосдвиговые швы северо-западного простирания (Джебельский сбросо-сдвиг и Северо-Балханская взбросо-сдвиговая зона), сочетающиеся с субширотными взбросо-надвиговыми структурами (Красноводский и Дарджинский взбросы). В последнее время здесь обнаружены крупные (амплитудой не менее 10–15 км) субгоризонтальные перекрытия юрских пород палеозойскими (Карайманский покров — Н.Р. Абрамов). Сдвиговые деформации определяют и характерный фестончатый контур асимметричной Большебалханской складки. Далее к северо-западу Копетдаг-Балханская шовная зона прослеживается по геофизическим данным под водами Центрального Каспия на Северный Кавказ ("Каспийский шов", по А.А. Борисову).

Геологический разрез Балхан-Кубадагского района весьма сходен с разрезом южных частей Копетдага. Мощные (свыше 5 км) песчано-глинистые отложения доггера и, по-видимому, лейаса согласно перекрываются здесь карбонатной толщей верхней юры, отделенной от неокома поверхностью крупного регионального размыва и углового несогласия (новокиммерийские движения). Выше преимущественно карбонатного неокома следует терригенная "глауконитовая" толща апта, альба и сеномана уменьшенной, по сравнению с советским Копетдагом, мощности; из вышележащих образований верхнего мела широко распространены лишь верхне-сенонские, залегающие на подстилающих образованиях с глубоким размывом (ларамийские движения). Глинистые образования палеогена умеренной мощности содержат бентониты, приблизительно синхронные вулканогенным толщам Юго-Восточного Копетдага (Бадхыз). Молассовые отложения (как и в Бадхызе) также относительно маломощны и представлены главным образом средними и верхними молассами. В целом разрезы Кубадаг-Балханского района, как и Южного Копетдага, соответствуют краевым частям единого крупного седиментационного бассейна, развивавшегося в пределах как альпийской, так и внеальпийской частей Южной Туркмении на протяжении юры, мела и кайнозоя (Южно-Туркменская впадина, по Д.А. Туголесову [1965]). Фундамент этой впадины обнажен в изолированных выходах на Кубадаге, в аллохтоне Карайманского покрова, в ядре Туаркырской антиклинали и вскрыт большим количеством скважин в смежных областях. Он сложен гранитоидами, амфиболитами, габброидами, основными вулканитами, реже гисербазитами, кислыми и средними эффузивами палеозойского возраста, несогласно перекрывающимися изменчивым по составу и мощности орогенным чехлом обломочно-вулканогенных отложений верхнего карбона, перми, нижнего и среднего (?) триаса (мощностью до 4–8 км), прорывающихся постгеосинклинальными дайками позднего палеозоя и раннего мезозоя.

Южно-Каспийская впадина — глубочайшая неотектоническая депрессия рассматриваемой области; погружение ее осевых частей в позднекайнозойское время достигало, вероятно, 7–10 км. Мезозойские отложения имеют, однако, сокращенную по сравнению с Копетдагом мощность, а гранитно-метаморфический слой местами выклинивается; поверхность М под впадиной приподнята до 30–35 км. Дислоцированность пород в целом слабая и приурочена главным образом к окраинам впадины. Система пологих субмеридиональных складок Окарем-Чикишлярской зоны отделяет осевую часть впадины от одноименной ступени. Д.А. Туголесов считает эти складки типично "надсбросовыми" образованиями; однако, как справедливо отметил М.Л. Копп [1979], существенную роль в их строении играют деформации субширотного сжатия и левого сдвига. Более четко выраженная система кулисных брахискладок отделяет от осевой части впадины ее северную (Келькерскую) прибортовую ступень; это широко известная Прибалханская зона, в

строении которой решающую роль играют деформации субмеридионального сжатия и правого сдвига. Последние выражены кулисообразным расположением брахискладок внутри линейной зоны, а также морфологией самих складок и нарушающих их разрывов. Прибалханская зона правых взбросо-сдвиговых деформаций продолжается в виде системы кулисных складок как на восток, в пределы Копетдага (Исак-Бакчинская зона), так и на запад (зона Апшеронского порога). В южной части впадины обособляется гипотетическая структура Предэльбурского предгорного прогиба (Е.Е. Милановский); южный борт его обнажается в прибрежных провинциях Северного Ирана Мазандаран и Горган.

Эльбурс-Нишапурская область охватывает горно-складчатые сооружения Восточного Эльбурса, Аладага и Биналуда и является стержневым поднятием рассматриваемого сегмента Альпийского пояса. Это дугообразная система средне- и высокогорных хребтов, сложенных в основном карбонатными породами юры и мела, залегающими с резким размывом и несогласием на субплатформенных отложениях среднего—верхнего палеозоя, нижнего (и среднего?) триаса, представленных красноцветными песчаниками и шельфовыми известняками незначительной мощности. В основании альпийского чехла залегают, также обычно с резким несогласием на подстилающих отложениях, терригенные (часто угле- и флороносные) толщи нижнеюрского и норийско-рэтского возраста. В ядрах основных поднятий часто обнажаются магматические и метаморфические породы байкальского фундамента с возрастом гранитизации 600—1000 млн. лет (наиболее крупные их выходы — Горганский и Мешхедский массивы), местами перекрываемые соленосно-доломитовой толщей нижнего палеозоя и "инфракембрия" [Штеклин, 1979].

Несмотря на незначительную в целом мощность и преимущественно шельфовый (парагеосинклиналиный) характер альпийского чехла, все исследователи отмечают весьма значительную их дислоцированность, намного превышающую дислоцированность разновозрастных толщ Копетдага. П.И. Калугин [1977] описывает здесь крутые, нередко опрокинутые и надвинутые на север крупные антиклинальные складки, часто осложненные интенсивной складчатостью второго порядка с развитием веерообразных, опрокинутых и лежащих альпинотипных складок. Отмечаются также более интенсивное проявление дизъюнктивной тектоники и, в частности, широкое распространение надвиговых дислокаций с развитием чешуй, шарьяжей и лежащих складок. Надвиги широко развиты и в макроструктуре этой зоны. Исследователи Эльбурса [Трескинский, 1946; Штеклин, 1979] описывают крупную надвиговую "гиперболу" вдоль которой его палеозойское ядро полого надвинуто на глубокий прогиб южного крыла; серия более крутых взбросо-надвигов осложняет северное крыло Эльбурса, надвинутое на предгорные складки Горгана и Мазандарана. Надвиги отмечаются и восточнее вдоль крыльев антиклинальных хребтов Кухруд, Солук, Западный и Восточный Биналуд. По описаниям П.И. Калугина можно предположить наличие шарьяжей в районе Буджнурда, в вершинной части Аладаг-Биналудской складчатой дуги.

Вместе с тем здесь широко развиты и сдвиговые деформации. Они проявлены в кулисном расположении большинства складок внутри Эльбурс-Нишапурской дуги, образующих сложную построенную гирлянду с различным характером кулисности в западной и восточной ее частях. Здесь развиты также многочисленные диагональные сколовые разрывы, нередко смещающие геологические границы или структуры на несколько километров. Примерами таких сдвигов являются серия диагональных швов, ступенчато смещающих вправо ядро Биналудской антиклинали в районе г. Мешхеда (см. рис. 2), и более мелкие левые сдвиги в районе Шахруда и Мульгазарского хребта. В целом Восточный Эльбурс — это область регионального развития левосдвиговых деформаций, а Аладаг-Биналудская система — правосдвиговых. Многие зоны концентрации лево- и правосдвиговых деформаций, выделяемые здесь по конкретным особенностям структуры, протягиваются на север в пределы Копетдага, где они часто имеют более отчетливое дизъюнктивное выражение (Нохур-Нишапурская, Гермаб-Ширванская, Ашхабад-Мешхедская, Арык-Резванрудская правосдвиговые и Эльбурс-Каракалинская левосдвиговые зоны).

Аладаг-Биналудская складчатая система отделяется от Копетдагской **Атрек-Кешефрудской депрессией** — узкой прерывистой цепочкой наложенных межгорных впадин; наибольшая из них — Кучано-Мешхедская, в доколе которой можно предполагать существование крупного глубинного разлома, разделяющего блоки с различной палеозойской структурой и историей развития. Наличие такого шва предполагается из противопоставления субплатформенного палеозоя Аладага, Биналуда и Центрального Ирана геосинклинальным комплексам более северных областей и подтверждается выходом пород офиолитовой ассоциации к западу от г. Мешхеда. Это так называемый комплекс Вирани — амфиболиты, кварциты, габброиды, кремнистые сланцы и яшмовидные породы с включениями тел гипербазитов и змевиков [Alavi, 1979]. Комплекс Вирани прорван Мешхедскими гранодиоритами с изотопным возрастом 120–146 млн. лет [Alberti, Moazez, 1974] и запечатан базальными конгломератами юры. Возможно, Мешхедский погребенный (палеозойский?) шов протягивается далеко на запад, соединяясь с аналогичным выходом офиолитов в районе г. Решт [Stöcklin, 1977].

К югу от Эльбурс-Нишапурской зоны резко меняется характер альпийской структуры и формационный облик мезозойско-кайнозойских пород. Геоморфологически южная часть рассматриваемой области относится к Иранскому Среднегорью, большая часть которого перекрыта мощными (до 5–6 км) соленосными молассами позднеальпийского орогенического комплекса. Северная (Дамган-Нишапурская) цепочка молассовых впадин отделяет Эльбурс-Нишапурское сооружение от Шахруд-Хорасанской складчатой области, в пределах которой широко развиты вулканогенно-осадочные породы мела и палеогена. Наиболее мощной из них (до 3–4 км) является толща средне-верхнеэоценовых лав и туфов, андезитов, андезито-базальтов, порфиритов, дацитов и липаритов, а также агломератов и различных туффов, переслаивающихся с линзами нуммулитовых известняков, гипсоносных пород и сланцев [Милановский, Короновский, 1973]. Существенную роль в разрезе Шахруд-Хорасанской области играют "глоботрункановые известняки" верхнего мела, нередко содержащие кремневые стяжения [Книппер, 1975]. Южнее среди этих известняков отмечаются пачки радиоляритов. В мелу и палеоцене известны также мелководные песчанистые известняки и туфогенные песчаники. Доломитовое основание сложено метаморфическими породами байкальского фундамента и перекрывающимися их маломощными карбонатно-терригенными осадками эпибайкальского платформенного чехла [Tectonic..., 1973]. Характернейшей чертой геологии Шахруд-Хорасанской области и в особенности **Сабзеварской зоны** является широкое присутствие пород офиолитовой ассоциации, развитых в хребтах Джагатай, Кухе-Миш, Кухе-Сорх и в ряде мест к северу от Дорунейской депрессии. По описанию А.Л. Книппера [1975], офиолитовые образования этого района представлены типичным серпентинитовым меланжем (блоки и линзы известняков, яшм, реже диабазов и габброидов в цементе из сильно рассланцованных серпентинитов), слагающим крупные широко вытянутые протрузии среди верхнемеловых и палеоценовых пород. Наиболее крупные выходы серпентинитового меланжа образуют две протяженные полосы, обрамляющие Сабзеварскую складчатую зону с севера (Джагатайская офиолитовая зона) и юга (Северо-Дорунейская зона); вслед за В.Е. Хаином с соавторами [1973], мы связываем эти зоны с глубинными швами надвигового типа.

Южнее Дорунейского шва расположена серия субмеридиональных складчатых зон различного типа и возраста, относящихся к восточной части Среднеиранской складчатой области. Блоки с малой мощностью и слабой дислоцированностью эпибайкальского чехла (Лутский, Поште-Бодамский и Тебесский) чередуются здесь с зонами интенсивной киммерийской и ларамийской складчатости, заполненными мощными толщами триасового (шовная зона хр. Шотори), юрского (Керманский и Найбандский прогибы) и мелового (Йездский прогиб) возраста [Хайн и др., 1973]. Особняком стоит Восточно-Иранская складчатая система, обрамляющая Лутский блок с востока и характеризующаяся интенсивной позднеальпийской складчатостью субмеридионального простираения. Здесь отмечается широкое развитие флишевых и вулканогенных толщ верхнего мела и палеогена, сочетающихся с пластинами и

блоками офиолитов и "цветного меланжа" [Копп, 1974]. Осложняющие эту зону меридиональные швы, как правило, имеют существенную правосдвиговую составляющую (Горийский, Омарский, Сейстанские и другие разрывы — Копп [1974]); Эти разрывы, а часто и всю Восточно-Иранскую зону в целом, многие считают звеном трансконтинентального линейного элемента, рассекающего Туранскую плиту и Альпийский пояс на Туркмено-Иранский и Таджикско-Афганский сегменты. Этот линейный элемент именуется обычно Урало-Оманским [Хаин и др., 1973; Амурский, 1976], или Сейстанским [Трескинский, 1946], или Харирудским [Stöcklin, 1979].

Характеризуя позднеальпийский структурный рисунок Туркмено-Иранского сектора в целом, отметим дугообразное строение Шахруд-Хорасанской, Эльбурс-Нишапурской и Южно-Копетдагской складчатых систем и обрамляющих их разрывов; в центральной части этих дуг, по-видимому, наиболее ярко проявлены надвиговые дислокации, что фиксируется в широком развитии здесь офиолитовых покровов, параллелизме большинства разрывов и складок, и общем скупивании складчатых структур. Юго-западные крылья Туркмено-Иранской складчатой дуги несут многочисленные признаки левосдвиговой деформации в виде как складчато-разрывных зон сдвиговых деформаций (см. рис. 2, зоны 55–62), так и левосдвиговых перемещений по современным швам (Шахрудский и Дорунейский активные сдвиги, по Г. Уэлману [Wellman, 1965]). Юго-восточное крыло Туркмено-Иранского синтаксиса несет еще более значительные следы правосдвиговой деформации; система развитых здесь сдвиговых разрывов и зон деформаций слагает обширную прямолинейную полосу северо-западного простирания, далеко уходящую как на север, так и на юг. Эта Туаркир-Немексарская правосдвиговая система сопрягается с симметричной ей Эльбурс-Кзылординской межрегиональной левосдвиговой системой в Арчман-Буджнурдском районе Копетдага, где расположена центральная часть Туркмено-Иранского синтаксиса. На этот меридионально-симметричный перисто-дугообразный структурный рисунок внешних частей Альпийского пояса косо накладывается еще одна межрегиональная система взбросо-сдвиговых дислокаций — Южно-Туркменская шовная система запад-северо-западного простирания, определившая преимущественное развитие правых сдвигов в краевой части Туркмено-Иранского сегмента Альпийского пояса (см. рис. 2, зоны 1–13) и общий λ-образный структурный рисунок этого сегмента [Расцветаев, 1973].

Таджикско-Афганский сегмент Альпийского пояса подразделяется на три крупные геоструктурные единицы: складчатые сооружения Южного Тянь-Шаня, складчатая область Памира, Центрального, Среднего и Северного Афганистана и разделяющая их Афгано-Таджикская депрессия. Ороген Южного Тянь-Шаня сложен мощными эв- и миогеосинклинальными осадочно-вулканогенными толщами нижнего и среднего палеозоя, прорванными многочисленными интрузиями герцинских гранитоидов. По различиям в составе и мощности палеозойских отложений здесь выделяется ряд структурно-фациальных зон (Туркестано-Алайская, Зарафшанская, Северо-Гиссарская, Южно-Гиссарская), альпийская история которых вряд ли была существенно различной. Предполагается, что в течение юры, мела и палеогена эта территория была областью преимущественной денудации, а с конца эоцена подверглась исключительно мощным орогеническим движениям, существенно переработавшим герцинскую структуру палеозойских толщ. Позднеальпийские орогенические движения привели к общему воздыманию всего Южного Тянь-Шаня в виде единого крупного субширотного антиклинория, к широкому проявлению продольных взбросо-надвиговых дизъюнктивов на его крыльях, к конседиментационному развитию частных молассовых впадин в прогибах-синклиналях и серий денудационных поверхностей выравнивания на поднятиях-антиклиналях.

Условно, по орогеническому признаку, к складчатой системе Южного Тянь-Шаня обычно относят антиклинорий Юго-Западного Гиссара — позднеальпийскую систему складок северо-восточного простирания, отделенную от основных структур Южного Тянь-Шаня Южно-Гиссарской флексурно-разрывной системой. По характеру слагающих их отложений (мезозойско-кайнозойские породы общей мощностью до 4–5 км), морфологии структур, их общей ориентировке и положению эти складки похожи на антиклинальные структуры Афгано-Таджикской впадины и часто описы-

ваются как один из ее антиклинориев. Кулисно расположенные складки этого антиклинория образуют левосдвиговую зону деформаций, обрамленную с северо-запада и юго-востока флексурно-разрывными швами. Исследователи издавна отмечали большую роль альпийских разломов в структуре Юго-Западного Гиссара. В.М. Цейлер [1965] выделяет здесь четыре основные системы региональных разрывов. Как выяснилось в последние годы, эти разрывы образуют друг с другом и с основными складками региона единый парагенезис структур северо-западного тангенциального сжатия. В него входят продольные к складкам взбросы (Кугитангский, Байсунский и др.) и надвиги (Адамташский, Пачкамарский и др.) северо-восточного простирания; поперечные к ним сбросы северо-западной ориентировки (Узункудукская зона, восточная часть); диагональные к складкам сколы субширотного (Байсунская, Северо-Гиссарская, Западно-Узункудукская и другие правосдвиговые зоны) и субмеридионального простирания (Западно-Кугитангская зона левосдвиговых разрывов). Все это позволяет рассматривать антиклинорий Юго-Западного Гиссара как леводиagonalную систему горизонтального сжатия и связывать ее образование с более крупными диагональными структурами — в частности, с Афгано-Балхашской межрегиональной системой дислокаций.

Афгано-Таджикская депрессия — впадина домезозойского (среднепалеозойского?) основания, структура которой оформилась в ее современной конфигурации только в результате новейшего орогенеза. Мощный (до 7–10 км) мезозойско-кайнозойский чехол впадины нарушен системой складок и разломов значительной амплитуды и степени сжатия. Энергичные орогенетические движения новейшего времени запечатлены и в мощных складчатых молассах, составляющих почти половину мощности всего альпийского чехла. Детальное изучение фаций и мощностей доорогенных образований (С.А. Захаров, Ю.Н. Андреев, В.С. Коробка, В.С. Лучников, Ю.С. Юртаев и др.) свидетельствует о проявлении в юрское и меловое время слабой субширотной конседиментационной складчатости и о своеобразном парагеосинклинальном тектоническом режиме территории в мезозое и палеогене, с формированием здесь лагунных, мелководных или континентальных осадков умеренной мощности. С конца позднего мела и в палеогене начинают проявляться северо-восточные и субмеридиональные простирания структурно-фациальных зон; эти простирания оказались решающими на орогенном этапе развития депрессии, когда сформировались обширные молассовые прогибы (Сурхандарьинский, Яванский и Яхсуйский) и разделяющие их сложно построенные антиклинории (Вахшский и Кафирниганский) северо-восточного и субмеридионального простирания.

В результате позднеальпийских тектонических движений парагеосинклинальный и молассовый альпийские комплексы Таджикской депрессии были интенсивно дислоцированы; на большей части депрессии они собраны в гребневидные, коробчатые или чешуйчатые складки с амплитудой перемещения пород в крыльях до 3–5 км и более, а также рассечены многочисленными продольными и секущими разрывами взбросо-надвигового и взбросо-сдвигового характера. Как показали буровые исследования последних лет, многие из этих разрывов резко выполаживаются с глубиной и оказываются чрезвычайно пологими шарьяжами с амплитудой горизонтального перемещения от 5–7 до 15–20 км. Таковы сорванные складки Боян-Гора и Адамташ на крыльях Юго-Западного Гиссара, Северный Бабага в Кафирниганском антиклинории. Значительная амплитуда горизонтального перемещения установлена или предполагается вдоль пологих надвигов Хозретишо, Сурх-ку, Кара-Тау, Джетым-Тау, Арук-Тау, Ходжаказиан, Кызимчек и в ряде других структур [Беккер, 1969]. Большинство этих разрывов "гаснет" в гаурдакской солевой толще и не затрагивает отложений подсолевого комплекса.

В последние годы выяснилась еще одна интересная особенность строения альпийского чехла Афгано-Таджикской впадины — наличие диагонально-сдвиговых зон как внутри, так и по окраинам ее. Наиболее отчетливая сопряженная пара таких диагональных сдвигов отделяет Баянгоринскую и Кагнысайскую складки от смежных структур Ширабад-Келифской антиклинальной зоны на западном крыле Сурхандарьинской впадины; данные бурения и магнитометрии позволяют предположить, что это аллохтонные сдвиги, ограничивающие выдвинутую на юго-восток

крупную шарьяжную пластину и не смещающие более глубоких горизонтов альпийского этажа. Однако оба эти разрыва расположены над крупными системами дислокаций, выявляемых геолого-геофизическими методами в глубинной структуре складчатого основания. Видимо, наличие этих глубинных диагонально-поперечных зон определило локализацию и тип смещения альпийских дизъюнктивов. Такого же рода "отраженный" характер имеют, по-видимому, и многие другие диагональные сдвиги, выявленные или предполагаемые в более внутренних частях Афгано-Таджикской депрессии различными авторами: левые сдвиги — Даганакиикский, Ялгызакский и др.; правые — Бешкентский, Гулизиңдан-Сарсарьякский, Нурекский и др. [Лозиев, 1975; Беккер, 1969]. В местах сочленения диагональных и продольных швов образуются местами весьма сложные тектонические узлы — Туткаульский, Гулизиңданский, Северо-Каратауский и др.

Сдвиговые дислокации фиксируются и вдоль шовных зон, обрамляющих Афгано-Таджикскую депрессию. Дарвазский разлом и сопровождающая его Оби-Ниюска-я шовная зона (или зона хр. Хозретишо) наряду с взбросо-надвиговой имеют весьма существенную левосдвиговую составляющую [Захаров, 1969; Никонов, 1977; и др.]; Лянгар-Гузарская флексурно-разрывная зона, принимаемая обычно за западное ограничение Афгано-Таджикской депрессии и Памиро-Тянь-Шаньского орогена в целом, также имеет черты как надвиговой, так и левосдвиговой системы дислокаций. Северное ограничение депрессии проходит по Южно-Гиссарской шовной зоне, состоящей из двух крупных швов: собственно Южно-Гиссарского и Иляк-Ханакинского, отделяющего меридиональные структуры депрессии от субширотного Душанбинского прогиба. Вдоль обоих этих швов предполагаются как взбросовые, так и правосдвиговые деформации (С.А. Захаров); правосдвиговые смещения, возможно, развиты и вдоль западного продолжения Южно-Гиссарской шовной зоны — Северо-Байсунского шва и Бухарского разлома [Терехов, Лунин, 1966]. Вдоль южного ограничения депрессии — Альбурз-Мормульской шовной зоны — можно предполагать левосдвиговые смещения, о чем как будто бы свидетельствуют кулисные сочленения с этой зоной систем складок южного окончания Кафирниганского антиклинория [Браташ и др., 1970]. Все вышесказанное свидетельствует, видимо, о том, что формирование позднеальпийской структуры Афгано-Таджикской депрессии происходило в условиях субширотного горизонтального сжатия, приводящего к скалыванию и неравномерному перемещению масс в субширотном направлении.

Северо-Афганская ступень представляет собой приподнятый блок фундамента, покрытый относительно маломощным и полого залегающим чехлом мезозоя и палеогена. В северо-восточной части этого блока прослеживаются юго-восточные продолжения складчатых цепей Афгано-Таджикской депрессии; восточное ограничение его проходит по сложно построенной шовной зоне [Браташ и др., 1970]. В западном направлении Северо-Афганский блок полого погружается и западнее Шибаргана сопрягается с восточной частью Мургабской впадины Туранской плиты.

Бандитуркестанское складчатое сооружение — система субширотно вытянутых складок и разрывов с выходами высоко приподнятого складчатого триаса в ядрах антиклиналей; с севера оно ограничено Мирзавалангской (Северо-Гиндукушской, Предбандитуркестанской) шовной зоной, сочленяющейся на востоке с разломами осевой части Гиндукушского антиклинория; в южных отрогах хр. Банди-Туркестан выделяется так называемая Предпаропамизская ступень, выполненная мощными терригенными толщами юры, мела и палеогена (по В.Е. Хаину с соавторами [1973], это передовой прогиб киммерийского возраста). На северо-западном погружении Банди-Туркестанской зоны выделяется Меймене-Кушкинская зона сдвиговых деформаций — система кулисных складок субширотного простирания, погружающихся в западном направлении и отделяющихся от осевых частей хребтов Банди-Туркестан и Мирза-Валанг системой флексурно-разрывных зон северо-восточного простирания. Поверхность фундамента погружается в пределах этой зоны от 0 до -2000 м [Браташ и др., 1970]; слагающие зону антиклинальные (Каракольская, Ходжакульская, Джикдарекская, Кушкинская и Банди-Гандаоская) и синклинальные (Ортепинская, Альморская, Калаиморская, Мурбетекская и Каларинская)

системы складок образуют в совокупности левоуклисный ряд северо-восточного простирания. Вместе с аналогичными складками Юго-Западного Гиссара они составляют южное звено Афгано-Балхашской системы вевосдвиговых деформаций, развившееся в позднеальпийское время над зоной Западно-Тянь-Шаньского (Гиссаро-Чимкентского) глубинного шва.

Паропамизский антиклинорий состоит из системы субширотно ориентированных хребтов (Сефид-Кох, Банди-Баба, Сиах-Кох и Кохи-Баба) и разделяющей их Герирудской шовной зоны. В строении этой сложной системы поднятий и депрессий участвуют метаморфические породы докембрия, квазиplatformенные, преимущественно карбонатные породы нижнего палеозоя и изменчивой мощности геосинклинальные образования герцинского цикла — вулканогенно-осадочные и карбонатные толщи девона и раннего-среднего карбона, вулканогенно-обломочные молассоиды позднего карбона и перми. С перерывом ложатся на них вулканогенно-осадочные образования триаса значительной мощности (до 5 км и более), сильно дислоцированные в раннеюрское время. Юрские и нижнемеловые отложения мало мощны; верхний мел и палеоген ложатся с резким несогласием и смяты значительно слабее. Отличительной особенностью района является мощный палеогеновый вулканизм (эоцен-олигоцен?) предоороженного типа [Милановский, Короновский, 1973]. Третичные молассы широко представлены в узких грабенообразных впадинах вдоль р. Герируд. Триасовые и нижележащие отложения сложены в крутые складки и нарушены разломами. Огромную роль в структуре Паропамиза играют разрывные нарушения, среди которых выделяются три главнейших продольных шва: осевой — Главный Гиндукушский, или Герирудский правый взбросо-сдвиг, сопровождающийся покровами вдоль южного крыла [Сборщиков и др., 1974]; Северо-Паропамизский (Бандибабанский), сочленяющийся через серию правых сдвигов с Джагатайской надвиговой зоной Центрального Хорасана; Южный — Бандибаанский (иногда также именуемый Герирудским, Гиндукушским или Паропамизским), по которому Среднеафганская зона Хаджигек сочленяется со структурами внутренних тектонических зон Центрального Афганистана. Среди последних назовем зоны: **Фаррахрудскую** (вулканогенно-осадочные триасово-юрские отложения с офиолитами, несогласно перекрытые мел-палеогеновыми миогеосинклинальными осадками умеренной мощности), **Гильмендскую** (киммерийское складчатое сооружение миогеосинклинального типа), **Аргандаб, Катаваз и Кабул**. В северной части этих зон фиксируются останцы тектонических покровов, достигающие иногда значительных размеров; все это создает впечатление о крупном горизонтальном перекрытии структур Фаррахрудской и Гильмендской зон более северными складчатыми сооружениями Паропамиза [Браташ, 1975; Карапетов и др., 1975].

Гиндукушский антиклинорий представляет собой непосредственное продолжение паропамизских структур к востоку. Здесь также существенную роль играют продольные (и нередко диагональные) дизъюнктивы, среди которых Главный Гиндукушский разлом (здесь он приобретает северо-восточное простирание) и Ишкамышская шовная зона наиболее значительны. Палеозойские и мезозойские породы Гиндукуша пронизаны многочисленными интрузиями киммерийского (наиболее крупный из них — Гиндукушский, или Салангский синорогенный плутон), палеогенового и герцинского возраста. К северо-востоку гиндукушские структуры переходят в структуры **Северного Бадахшана**, а еще далее — **Северного Памира** [Архипов и др., 1970]. Эти структуры рассечены серией крупных тектонических швов (Уйбалакский, Калайхумб-Сауксайский¹ и др.) и надвинуты как на север (вдоль крупнейшего Дарвазского, или Северо-Памирского разлома), так и на юг (вдоль Центрально-Памирского, или Дарваз-Танымасского разлома): по мнению некоторых исследователей, они находятся частично в аллохтонном залегании [Суворов, 1968; Руженцев, 1968]. Далее к востоку структуры Северного Памира заворачивают на юго-восток и продолжают в структурах Кунь-луня [Алиев и др., 1977]. По линии Дарваз-Северо-Памирского разлома Внешняя зона Памира надвинута на

¹ По данным В.Е. Руженцева, И.И. Поспелова и А.К. Сухова [1977], Калайхумб-Сауксайская зона является реликтом палеозойской океанической структуры, замкнувшейся к середине перми.

Таджикскую депрессию и Памиро-Алайскую зону; на субмеридиональном отрезке Дарвазский разлом приобретает значительную левосдвиговую составляющую [Захаров, 1969]. Специальное исследование ориентировки остаточной намагниченности, проведенное В.С. Буртманом и Г.З. Гурарием [1973] в меловых отложениях вдоль фронта Северо-Памирской дуги, свидетельствует о вторичном ее характере. Послемеловой горизонтальный изгиб в западном крыле Памирской сигмоиды составил, по их данным, около 140° .

Центрально-Памирская зона существенно отличается от Северо-Памирской как по характеру геологических формаций, так и по структурным особенностям своего строения [Бархатов, 1971; Швольман, 1977]. На метаморфических сланцах архея и протерозоя в разных зонах Центрального Памира залегают маломощные субплатформенные образования нижнего и среднего палеозоя, геосинклинальные образования верхнего палеозоя и раннего мезозоя, маломощные геоантиклинальные формации позднего мезозоя и палеогена; разрез кончается орогеническим молассовым комплексом значительной мощности (олигоцен-антропоген). По мнению В.Е. Хаина с соавторами [Карапетов и др., 1975], этот разрез Центрального Памира весьма сходен с геологическим разрезом зоны Хаджигек в Центральном Афганистане¹. По распространению пород разного возраста здесь выделяется целый ряд антиклинориев (Ванчский, Музкол-Рангкульский, Сарезско-Пшартский и ряд более мелких) и синклинориев (Язгулемский, Рушанский, Акбайтальский, Пшартский и др.), разделенных и осложненных крупными разрывными нарушениями взбросо-надвигового или шарьяжного типа. Некоторые из этих структур находятся в аллохтонном залегании и представляют собой тектонические покровы (Танымасский, Язгулемский и Музкольский)², перемещенные, по мнению С.В. Руженцева [1968], от своих предполагаемых корней на 50–200 км. В пределах Центрального Памира широко развиты гранитоидные породы мезозойского и палеогенового возраста; они особенно широко распространены в западной (бадахшанской) части зоны до афганского Файзабада, южнее которого Центрально-Памирская зона полностью выклинивается в результате сближения обрамляющих ее сдвиго-надвиговых швов [Архипов и др., 1970].

Большой интерес в палеотектоническом отношении представляют Ишибулакская и Рушанско-Пшартская шовные зоны, ограничивающие с севера и юга современную структуру Центрального Памира. По данным С.С. Карапетова, И.И. Сониной и В.Е. Хаина [1975], в пределах этих шовных зон устанавливается широкое развитие интенсивно дислоцированных основных вулканитов и кремнисто-сланцевых пород, принимаемых ими за океанические образования эвгеосинклинальных зон, большая часть которых погребена под надвиговыми пластинами смежных блоков континентальной коры. **Ишибулакская зона**, расположенная между Танымасской и Акбайтальской системами встречных надвигов, рассматривается этими авторами как фрагмент некогда обширной океанической области Палеотетиса, содержащий эвгеосинклинальные образования кембрия – ордовика; в более западных частях Памира эти образования целиком погребены под Северо-Памирским и Центрально-Памирским континентальными блоками, соприкасающимися по Центрально-Памирскому шву³. Еще далее к западу, в пределах Центрального Афганистана возможными аналогами этой зоны считаются предположительно датированные нижним палеозоем сильно дислоцированные зеленокаменно измененные терригенно-вулканогенные толщи, включающие блоки более молодых пород и затертые между различными швами зоны Главного Гиндукушского (Герирудского) разлома. Последний отделяет надвинутую к югу окраину Туранского континентального блока (ранне-

¹ В.А. Швольман [1977] сопоставляет Центрально-Памирскую зону с Фаррахрудской.

² А.В. Лукьянов [1972], детально изучивший внутреннюю структуру некоторых из этих покровов, связывает их происхождение с вертикальным сжатием и горизонтальным расплющиванием верхних горизонтов земной коры.

³ По данным Э.Я. Левена с соавторами [1975], в зоне Танымасского разлома сейчас сближены разрезы нижней перми, относившиеся к совершенно различным палеозоологическим провинциям и отлагавшиеся за тысячи километров друг от друга.

киммерийские сооружения Паропамиза и Банди-Туркестана) от позднекиммерийских сооружений блока Хаджигек [Карпетов и др., 1975; Сборщиков и др., 1974].

Рушанско-Пшартская шовная зона также представляет собой реликт океанической структуры, но уже мезозойской. Здесь обнаруживаются линзовидные полосы сложно дислоцированных вулканогенно-кремнистых и песчано-сланцевых пород триасового и юрского возраста, заключенных между субпараллельными Рушанско-Северо-Пшартской и Штамско-Северо-Мургабской надвиговыми системами, разделяющими структуры Центрального и Южного Памира. Сложное покровно-чешуйчатое строение этой зоны, основной состав и глубокое зеленокаменное изменение мезозойских вулканогенно-кремнистых пород и их сильная тектонизация (с включением глыб чужеродных пород смежных структурно-фациальных зон) позволили С.С. Карпетову, И.И. Сониному и В.Е. Хаину [1975] отнести эти породы к эвгеосинклинальным образованиям и сопоставлять их с офиолитами зоны Фаррахруд Центрального Афганистана. По их представлениям, амплитуда вторичного сокращения Рушанско-Пшартской эвгеосинклинальной зоны не менее 300 км, что предполагает резкое тектоническое сближение зон Южного и Центрального Памира в послееюрское время. Время замыкания Фаррахрудского офиолитового прогиба в Афганистане фиксируется более точно как поздний баррем; к этому же времени относятся предполагаемые В.Е. Хаиным с соавторами тектоническое выжимание офиолитов из Рушанско-Фаррахрудского эвгеосинклинального прогиба и перемещение их на юг (в пределы зон Аргандаб, Кабул и Юго-Восточного Памира) в виде крупных сорванных покровов (Тарнакского, Кабульского и Аличурского), с предполагаемыми амплитудами перемещения 400, 200 и 50 км соответственно [Карпетов и др., 1975]. Западное продолжение Рушанско-Фаррахрудской эвгеосинклинальной зоны можно усматривать в выходах мелового (?) офиолитового меланжа хребтов Джагатай и Кухе-Миш, а также в широком развитии мел-палеогеновых вулканических Шахруд-Хорасанской зоны, расположенной между Джагатайской и Дорунейской надвиговыми системами.

В последние годы Б.Р. Пашков и В.А. Швольман [1979] детально описали позднепалеозойские и раннемезозойские толщи, развитые вдоль Северо-Мургабского шва, и пришли к выводу о развитии здесь континентальных окраин рифтогенного типа. На терригенно-карбонатных породах каменноугольно-нижнепермского возраста, представляющих собой образования мелководного шельфа северной окраины Гондваны, залегает толща пикритовых базальтов и кремнисто-граувакковых пород, свидетельствующих о заложении здесь в конце перми рифтогенной структуры с характерным для континентальных рифтов субщелочным базальтовым вулканизмом и батинальным характером седиментации. Анализируя различия триасовых и юрских толщ по обе стороны от Мургабской надвиговой системы, авторы цитированной работы на основании палеогеографических и палеофлористических реконструкций пришли к выводу о существовании здесь в триасе и юре обширного океанического бассейна, возникшего вследствие деструкции. С закрытием этой океанической структуры в начале мелового периода вся территория Памира вступила в континентальную стадию развития, а океанический Тетис продолжал существовать южнее, о чем свидетельствуют поздне меловые офиолитовые швы Кветты и зоны Инда.

На Южном Памире выделяются две структурно-фациальные зоны. **Зона Юго-Восточного Памира** (аналог зоны Гильменд Центрального Афганистана) сложена маломощным миогеосинклинальным комплексом верхнего палеозоя и раннего мезозоя, несогласно перекрытым парагеосинклинальным чехлом мел-палеогеновых отложений, дислоцированных в олигоцен-миоценовое время с образованием серии альпинотипных складок различного простирания и морфологии [Бархатов, 1971; Швольман, 1977]. Важной особенностью структурного рисунка Юго-Восточного Памира является наличие Истыкской и Ахсуйской сдвиговых зон (правые сдвиги с амплитудой смещения в несколько десятков километров [Пейве и др., 1964]). Эта Восточно-Памирская сдвиговая система в северо-западной своей части сочленяется с Рушанско-Пшартской надвиговой системой, а в юго-восточной (на территории Китая) — с более крупной Памиро-Каракорумской правосдвиговой системой [Пейве и др., 1964], обрамляющей с востока центральную, наиболее выдвинутую

на север часть Памиро-Гималайского синтаксиса. Юго-Западный Памир сложен древними (добайкальскими) метаморфическими породами, испытывшими многократную мигматизацию, и прорванными гранитоидными интрузиями мел-палеогенового возраста. Собранные в пологие субширотные складки, эти древние породы слагают северо-восточное окончание **Памиро-Нуристанского кристаллического массива** [Славин, 1976; Швольман, 1977]. По мнению ряда исследователей, метаморфические породы Юго-Западного Памира шарьированы на мезозойские отложения Центрального и Юго-Восточного Памира и, возможно, тектонически перекрывают ряд структурно-фациальных зон, аналогичных зонам Аргандаб, Катаваз и Кабул в Центральном Афганистане [Карпетов и др., 1975].

Заканчивая беглую характеристику Памиро-Афганского сектора Альпийского орогенического пояса, отметим важнейшую роль в его структуре левосдвиговых зон северо-восточного простирания. Кроме уже упоминавшихся Афгано-Балхашской и Дарваз-Гиндукушской левосдвиговых зон, сюда относится **Памиро-Афганский шов** — дизъюнктивная система огромной протяженности, рассекающая по диагонали весь Афганистан и Западный Пакистан и сочленяющаяся на северо-востоке с Центрально-Памирской спастической системой. Вдоль этого шва происходит резкое левобокое смещение структурно-фациальных зон Памира и Центрального Афганистана с горизонтальной амплитудой в несколько сотен километров. К югу от Кабула этот шов, именуемый здесь Чаманским и Мукурским, отчетливо виден на аэрофото- и космоснимках [Копп, Расцветаев, 1976; Сонин, 1977] разного масштаба; здесь фиксируются торцовое приращение к нему складок Сулейман-Киртарской системы, а также левобокое смещение русел современных водотоков и инженерных сооружений в результате сейсмогенных подвижек при катастрофических землетрясениях последних десятилетий [Wellman, 1966; Никонов, 1977].

Памиро-Афганский левый сдвиг — стержневая структура более обширной Дарваз-Кабульской зоны левосдвиговых деформаций, обрамляющей с запада Памирский клин Пенджабского скучивания; вдоль этой зоны наблюдается общий сигмоидальных изгиб влево всех структурных линий — осей складок, разрывов и границ структурно-фациальных зон. Все эти левосдвиговые дислокации имеют послепалеогеновый возраст, поскольку они смещают мезозойско-палеогеновые структурно-фациальные зоны, сопровождаются палеоген-неогеновыми гранитоидами и отражаются в сеймотектонических структурах современной эпохи. По-видимому, в новейшее время происходило активное выдвигание Памирского клина Пенджабского скучивания к северу по системе горизонтальных флексур и сдвиговых разломов с одновременным становлением покровно-надвиговой структуры — как путем усложнения уже сформированных в палеозое и мезозое швов (Северо-Памирский, Рушанско-Пшартский, Танымас-Акбайтальский), так и путем образования новых структурных линий (Вахшский надвиг, Язгулемский покров). Амплитуда послепалеогенового надвигания Памира на Памиро-Алайскую складчатую зону оценивается некоторыми исследователями в несколько сотен километров [Захаров, 1969; Пейве и др., 1964; Суворов, 1968]. Это значительное горизонтальное смещение Памирского клина может объяснить не только изгибание Северо-Памирской дуги и образование Памирской сигмоиды, но и своеобразие структурного рисунка Афгано-Таджикской депрессии как системы субмеридиональных складок альпийского чехла, обрамленных разноименными сдвигами; представляется, что они могли быть сформированы при жестко-пластическом отжимании геологических масс выдвигающимся к северу Памирским клином [Molnar, Taropnier, 1975; Копп, 1979].

О высокой неотектонической активности Таджикско-Афганского сектора Средней Азии говорит его повышенная сейсмичность. В зоне сочленения Памира и Гиндукуша сейсмологи отмечают резкое сгущение очагов промежуточных землетрясений, а конфигурация очаговой зоны позволяет предполагать здесь две встречные системы сопряженных зон скалывания, или фокальных надвиговых зон [Горшков, 1968]. Сторонники новой глобальной тектоники усматривают здесь реликтовые зоны континентальной субдукции, идущие в глубь мантии до 250–300 км и наклоненные под Памиром на юг, а под Гиндукушем на север [Лукк, Винник, 1975]. При любых трактовках, однако, повышенная сейсмичность Памиро-Гиндукушского

региона остается фактом, как и аномально высокая скорость новейших, молодых и современных движений в этом регионе.

Интенсивность послемеловых горизонтальных перемещений, а равно повышенная неотектоническая и сейсмическая активность Памирского клина могут быть увязаны историей перемещения Индийского субконтинента, устанавливаемой по палеомагнитным измерениям. Как можно предполагать по данным палеомагнетизма, активный эпейрофорез Индостана начался лишь в палеоцене и происходил с огромной скоростью, превышающей 10 см/год [Molnar, Tapponnier, 1975; Кравчинский, 1977]. Следствием этой высокой латеральной мобильности Индостана могут быть и повышенная скорость новейших движений, и резкая изостатическая неустойчивость, и аномально возвышенный рельеф "Крыши мира" и его окрестностей, а также интенсивная промежуточная сейсмичность, не характерная для смежных частей Альпийского пояса. И, наоборот, относительная вялость доорогенного развития Таджикского сектора Лавразии может объясняться резким расширением Тетиса к востоку от Урало-Оманского геораздела в допалеогеновое время, а также вероятным отсутствием в Индийском секторе Тетиса микроконтинентов (подобных Турецкому и Иранскому) или островных дуг (подобных Понтийско-Закавказской), предполагаемых в Аравийском и более западных его секторах.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ АЛЬПИЙСКОЙ СТРУКТУРЫ

В альпийской структуре юга Средней Азии и смежных областей выделяются две принципиально различные области (см. рис. 1): северная, развивавшаяся на континентальной коре доюрского возраста, и южная, сиалическая оболочка которой сформировалась лишь в мезозое-кайнозое в результате тектоно-магматических процессов альпийского цикла. Граница между этими геоструктурными областями первого порядка проходит вдоль офиолитовых швов Джагатай, Паропамиза и Центрального Памира [Пейве и др., 1976; Stöcklin, 1977].

Территория, расположенная к северу от Джагатай-Памирской шовно-разрывной системы, в ранне- и среднеальпийское время представляла собой южную часть Евразийского материка, на которой закладывались и развивались эпиконтинентальные и краевые бассейны с миогеосинклинальным (Копетдаг), парагеосинклинальным (Афгано-Таджикский регион) и субплатформенным (Тянь-Шань, Туранская плита) характером седиментации. Эти области были деформированы главным образом в позднеальпийское время и характеризуются развитием складок невысокой степени сжатия и широким распространением сколовых деформаций взбросо-сдвигового типа. Две такие зоны разноименных сдвигов (Копетдаг-Балханская и Афгано-Балхашская) обрамляют Кушкинский клин Туранской плиты, отделяя ее от горно-складчатых сооружений Альпийского орогенического пояса. Покровно-надвиговые структуры имеют локальное развитие и незначительную амплитуду.

Южнее Джагатай-Памирского структурного шва расположена внутренняя часть Альпийского пояса — пестрый аггломерат из блоков и аллохтонных чешуй мезозойско-кайнозойских и домезозойских складчатых комплексов, сложенных различными (от континентальных и шельфовых до батинальных и внутриокеанических) формационными комплексами осадочных, магматических и (реже) метаморфических пород. Современная континентальная литосфера этой области сформирована в течение мезозоя и кайнозоя из обломков континентальных кор более древнего возраста и новообразованной, предположительно океанической, коры эвгеосинклинального Тетиса. Фрагменты этих некогда обширных эвгеосинклинальных зон в современной структуре пояса трансформируются узкими полосами сильно дислоцированных пород, в разной степени насыщенных альпинотипными офиолитами и разновозрастными вулканитами среднего и основного состава. Наиболее крупная система таких зон протягивается через всю южную область с запада на восток, непосредственно к югу от Джагатай-Памирского шва (Шахруд-Хорасанская, Фаррахрудская и Центрально-Памирская тектонические зоны). Обрамляющие их системы глубинных надвигов предположительно рассматриваются нами как ископаемые зоны

Беньофа, отдельные участки которых и сейчас еще не утратили сейсмической активности [Горшков, 1968; Лукк, Винник, 1975]. Палеотектонические и палеогеографические реконструкции южной области должны строиться с учетом возможности крупных горизонтальных перемещений, намного превышающих по амплитуде современную ширину слагающих ее тектонических зон. Некоторые палеобиогеографические, [Мейен, 1969; Левен и др., 1975; Вахрамеев, 1975] и палеомагнитные [Храмов, 1977; Кравчинский, 1977; Soffel, Ferster, 1977] данные позволяют предполагать, что перемещения эти за послепалеозойское время могли составлять многие сотни, а возможно и тысячи километров.

Южные зоны характеризуются в целом весьма напряженной тектонической структурой, выразившейся в наличии зон расланцевания, регионального метаморфизма, интенсивной складчатости, а также мощных зон тектонического меланжа и крупных тектонических покровов. Последние представляют собой важнейший элемент альпийской структуры южных областей и образуют систему дугообразно изогнутых швов значительной амплитуды перемещения и глубины заложений (Дорунейский и Джагатайский на западе, Рушанско-Пшарский и Ванч-Акбайтальский на востоке). Главные перемещения по ним связаны со средней стадией альпийского цикла (мел-палеоген). Наличие сорванных покровов, дугообразный характер и плавность конфигурации разрывов и структурно-фациальных зон свидетельствуют о повышенной пластичности южных зон по сравнению с северными.

В альпийской тектонической истории юга Средней Азии и смежных областей выделяются три основные стадии: ранняя ($T-J_2$) — формирование эвгеосинклинальных прогибов на океанической коре, мио- и парагеосинклинальных прогибов на континентальной коре; средняя ($J_3-P_2^2$) — дальнейшее развитие эпиконтинентальных бассейнов на севере территории и последовательная редукция эвгеосинклинальных бассейнов на юге, с формированием здесь крупноамплитудных покровно-надвиговых структур и складчатых комплексов; поздняя (P_3-Q) — общая складчатость и горообразование, сопровождаемые скалыванием континентальных блоков, формированием складчато-надвиговых сигмоид и узлов скупивания.

Кинематическая и тектодинамическая обстановка раннеальпийского времени восстанавливается с малой достоверностью и лишь для отдельных участков. Наличие триасовых и юрских складчатых систем вдоль границы с эпигерцинской складчатой областью говорит об обстановке сжатия на северной окраине раннеальпийского Тетиса. Южнее, в осевых частях современного Альпийского пояса многие исследователи предполагают обширную область проявления раннеальпийского растяжения, в результате которого на месте эпибайкальской складчатой области сформировалась субокеаническая система мезозойского Тетиса [Книппер, 1975; Штеклин, 1979; и др.].

Среднеальпийское время характеризуется активным сближением континентальных глыб и их деформацией в условиях общего меридионального сжатия. На первых стадиях деформация сосредотачивалась в окраинных частях сближающихся глыб и проявлялась в структурах вязкого скалывания (пологие шарьяжи, реже поперечные сдвиги) и пологого изгиба (Южно-Туркменский и Южно-Таджикский конседиментационные прогибы). С конца неокома происходят захлопывание океанических бассейнов и столкновение обрамляющих их континентальных масс. Наиболее активное взаимодействие континентов относится к среднемеловому времени (баррем — ранний маастрихт), когда сформировались главнейшие системы среднеальпийских покровов внутренних частей пояса и сопровождающие их офиолитовые зоны. К концу сенона большая часть океанических структур среднеазиатского сектора Тетиса замкнулась; однако ввиду продолжающейся коллизии Гондваны и Лавразии обстановка меридионального сжатия сохраняется и даже усиливается. Одно из проявлений усиливающегося континентального сжатия можно видеть в активных магматических процессах, начавшихся в позднем мелу и достигших максимума в эоцене-олигоцене. В это время в зоне Джагатай-Памирского шва и к югу от него формируются подводные и наземные известково-щелочные и базальтоидные вулканогенные серии, а также гранитоидные интрузии, достигающие местами весьма значительных масштабов (Памир, Бадахшан).

Позднеальпийская стадия развития территории характеризуется дальнейшим усилением меридионального сжатия, охватившего значительные площади сомкнувшихся континентов и вызвавшего формирование закономерной сетки линейно-надвиговых и диагонально-сдвиговых структур преимущественно сколового типа. Торошение и скупивание континентальных масс привело к общему деформированию обширной зоны сочленения Лавразии и Гондваны с формированием здесь глубинных зон скальвания сдвигового и надвигового типа, интенсивной складчатостью и общим, хотя и неравномерным поднятием всей территории (орогенный режим). В отдельных участках наиболее интенсивного сжатия (Центральный и Южный Памир, Гиндукуш) проявляются метаморфизм, гранитизация и наземный орогенный вулканизм. Из-за неравномерного перемещения различных блоков и пластин формируются горизонтальные сигмоиды и синтаксисы складок, а также приповерхностные надвиги и шарьяжи. Возникают вторичные (поперечные и диагональные) структурные комплексы, связанные с перемещением тектонических масс из областей максимального давления в геодинамические убежища [Копп, 1979]. Характер позднеальпийских деформаций тесно связан с предшествующим альпийским развитием территории. Так, наиболее интенсивные новейшие и современные движения отмечаются в Памиро-Индостанском секторе орогенического пояса, что соответствует значительно большей амплитуде и скорости среднеальпийского сближения Евразии с Индийским субконтинентом по сравнению с Аравийским. Дугообразный структурный рисунок внутренних зон Альпийского пояса также унаследован от среднеальпийского этапа, в то время как орогенные деформации краевых (эпикратонных) частей пояса характеризуются линейно-решетчатым типом структурного рисунка.

Таким образом, развитие альпийской структуры юга Средней Азии и смежных областей происходило в условиях меридионального сжатия и укорочения литосферы, проявившихся по крайней мере с позднеюрского (местами и более древнего) времени и вызвавшего направленные латеральные перемещения крупных блоков земной коры, их столкновение и деформацию с образованием сложного комплекса структур скольжения, скальвания и сплющивания.

ЛИТЕРАТУРА

- Алиев С.А., Беляевский Н.А., Бутовская Е.М. и др. Сейсмические исследования земной коры Памира и Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977.
- Алланов А., Жмуд М.С., Панасенко О.М. и др. Формации, палеотектоника и нефтегазоносность палеозоя и мезозоя Туркменистана. М.: Недра, 1976.
- Амурский Г.И. Урало-Оманский линеймент и его роль в региональной структуре Средней Азии. — Геотектоника, 1976, № 2.
- Архипов И.В., Леонов Ю.Г., Никонов А.А. Основные черты геологии Афганского Бадахшана. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, т. 14, № 1.
- Бакиров А.А., Князев В.С., Гаврилов В.П. и др. Фундамент Туранской плиты, его состав и история развития. М.: Наука, 1970.
- Бархатов Б.П. Очерк тектоники Альпийского пояса юга СССР. Л.: Изд-во ЛГУ, 1971.
- Беккер Я.А. Некоторые особенности строения складчатого чехла Таджикской депрессии. — В кн.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Ирфон, 1969, вып. 1, ч. 1.
- Браташ В.И. Керманско-Кашмерский прогиб Ирана и проблемы сопряжения доюрских структур Туранской плиты и Средиземноморского пояса. — Геотектоника, 1975, № 2.
- Браташ В.И., Егунов С.В., Печников В.В., Шеломенцев А.И. Геология и нефтегазоносность Севера Афганистана. — Тр. ВНИГНИ, 1970, вып. 30.
- Буртман В.С., Гурарий Г.З. О природе складчатых дуг Памира и Тянь-Шаня (по палеомагнитным данным). — Геотектоника, 1973, № 2.
- Вахрамеев В.А. Основные черты фитогеографии Земного шара в юрское и раннемеловое время. — Палеонтол. журн., 1975, № 2.
- Горшков Г.П. Изучая землетрясения... — Природа, 1968, № 3.
- Захаров С.А. О характерных чертах неотектоники Таджикской депрессии. — В кн.: Неотектоника и сейсмотектоника Таджикистана. Душанбе: Ирфон, 1969.
- Калугин П.И. Южный Копетдаг. Ашхабад: Ыльм, 1977.
- Карапетов С.С., Сонин И.И., Хаин В.Е. О некоторых важнейших особенностях строения и развития Афгано-Памирского сегмента Альпийского складчатого пояса Евразии. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1975, № 3.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. — Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 267.
- Копп М.Л. Тектоника Восточного Ирана (в свете новейших геологических и космофотографических данных). — Изв. вузов. Сер. геол. и разв., 1974, № 12.

- Копп М.Л.* О происхождении поперечных складчатых зон эпигеосинклинальных орогенических поясов (на примере восточной части Альпийского пояса Евразии). — Геотектоника, 1979, № 1.
- Копп М.Л., Расцветаев Л.М.* О линейментах, выявленных по космическим снимкам восточной части Альпийского пояса. — Изв. вузов. Сер. геол. и разв., 1976, № 11.
- Кравчинский А.Я.* Палеомагнитные и палеогеографические перестройки на докембрийских платформах. М.: Недра, 1977.
- Левен Э.Я., Пашков Б.Р., Мирзод С.Х.* Пермские отложения Афганистана. — Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975, т. 1, № 5.
- Лозиев В.П.* К проблеме происхождения деформаций в чехле Южно-Таджикской депрессии (на примере Кафирниганского антиклинория). — Геотектоника, 1975, № 4.
- Лукк А.А., Винник Л.П.* Тектоническая интерпретация глубинной структуры Памира. — Геотектоника, 1975, № 5.
- Лукьянов А.В.* Механика формирования покровов в условиях растяжения. — В кн.: Внутренняя геодинамика. Л.: ВСЕГЕИ, 1972, вып. 1.
- Мейен С.В.* Дрейф континентов и палеоботаника. — Геотектоника, 1969, № 6.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973.
- Мирошниченко В.П.* Геологическое строение северо-восточного Хорасана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 4.
- Мирхамидов Ф.М.* О разрывных нарушениях Репетек-Чешминской зоны поднятий. — В кн.: Тектоника Туркмении. М.: Наука, 1966.
- Никонов А.А.* Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977.
- Пашков Б.Р., Швольман В.А.* Рифтогенные окраины Тетиса на Памире. — Геотектоника, 1979, № 6.
- Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А.В., Буртман В.С., Руженцев С.В., Суворов А.И.* Тектоника Памиро-Гиндукушского сектора Азии. — В кн.: Доклады советских геологов на XXII сессии МГК. М.: Недра, 1964.
- Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П.* и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии. — Геотектоника, 1976, № 5.
- Расцветаев Л.М.* Основные черты новейшей тектоники Копетдага. — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1972, вып. 3.
- Расцветаев Л.М.* Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей Юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени. — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1973, вып. 5.
- Руженцев С.В.* Тектонические покровы бассейна рек Кудара и Таньмас (Центральный Памир). — Докл. АН СССР, 1968, т. 191, № 2.
- Руженцев С.В., Поспелов И.И., Сухов А.Н.* Тектоника Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира. — Геотектоника, 1977, № 4.
- Сборщиков И.М., Дронов В.И., Калимулин С.М., Мирзод С.Х.* Структурные соотношения Туранской плиты и складчатых сооружений Альпийской складчатой области. — Геотектоника, 1974, № 2.
- Семенов А.Ф., Жданов Б.П., Спивак Ю.С., Фаргуюков М.М.* Глубинные разломы юга Туркмении. — Сов. геол., 1969, № 5.
- Славин В.И.* Тектоника Афганистана. М.: Недра, 1976.
- Сонин И.И.* Геолого-структурный анализ Центрального Афганистана по данным наземных и аэрокосмических исследований: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1977.
- Суворов А.И.* Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М.: Наука, 1968.
- Терехов В.И., Лукин Н.М.* Проявление горизонтальной составляющей в структурах платформенного чехла на примерах Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области. — В кн.: Тектоника Туркмении. М.: Наука, 1966.
- Трескинский С.А.* Строение Эльбурса. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1946, т. 21, № 3.
- Туголесов Д.А.* О Южно-Туркменской впадине. — Геотектоника, 1965, № 4.
- Хаин В.Е., Кац Я.Г., Селицкий А.Г.* и др. Тектоническое районирование и основные черты современной структуры Альпийского пояса Ближнего и Среднего Востока (статьи 1 и 2). — Изв. вузов. Сер. геол. и разв., 1973, № 3, 4.
- Храмов А.Н.* Палеомагнетизм и проблемы геодинамики. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 11.
- Цейслер В.М.* Некоторые особенности разрывной тектоники в Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта. — Изв. вузов. Сер. геол. и разв., 1965, № 9.
- Швольман В.А.* Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах. — Тр. ГИН АН СССР, 1977, вып. 302.
- Штеклин Й.* Древняя континентальная окраина в Иране. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979, т. 3.
- Alavi M.* The Virani Ophiolite Complex and Surrounding Rocks. — Geol. Rdsch, 1979, bd 68, pt. 1.
- Alberti A., Moarez Z.* Plutonic and metamorphic rocks of the Mashhad area (Khorasan, north-east Iran). — Bull. Soc. Geol., 1974, t. 1.
- Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic Tectonic of Asia: Effects of a Continental Collision. — Science, 1975, vol. 189.
- Soffel H.C., Ferster H.G.* Preliminary polar Wander path et Central Iran and Lut block. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1977, vol. 58, N 9.
- Stöcklin I.* Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. — Mem. h. Ser. geol. France, 1977, N 8.
- Tectonic map of Iran. 1: 2 500 000/Compiled by I. Stöcklin and M.N. Nabavi. Geol. Survey Iran, 1973.
- Wellman H.* Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan. — Geol. Rundschau, 1966, t. 55, N 3.

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА ПО ДАННЫМ ДЕШИФРИРОВАНИЯ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ

Одно из важных свойств космического метода геологических исследований — региональный и глобальный обзор территории, позволяющий воспринимать наиболее общие черты строения, а также изучать в деталях крупнейшие геологические структуры размерами в тысячи километров. Положительной стороной космического метода является получение однотипной геологической информации по всей изучаемой территории (в том числе и по территории слабо изученных регионов), информации, не несущей почти неизбежной фрагментарности материалов, накладывающей, как правило, свой отпечаток на обобщения по большим территориям.

Снимки Земли из космоса представляют сейчас единственный фактический материал, доступный для объективного сопоставительного анализа геологической структуры различных континентов и отдельных их частей. Кроме того, наличие разномасштабных и разносезонных космических снимков (КС), снятых в разных зонах электромагнитного спектра, позволяет осуществлять взаимный контроль результатов дешифрирования и извлекать из каждого изображения дополнительную информацию. Особенно важны перечисленные свойства космического метода при изучении строения Средиземноморского пояса, являющегося тектонотипом альпийских складчатых сооружений, степень геологической изученности которых крайне неравномерна.

Изучение на КС геологических структур разных порядков позволяет установить основные черты структуры Средиземноморского пояса и сопредельных с ним платформенных регионов и проанализировать ее с точки зрения современных геотектонических представлений. Средиземноморской пояс Евразии — наиболее выигрышный объект исследования космическими средствами, ибо для него характерна высокая скорость и дифференцированность движений неотектонического этапа развития, которые привели к резкой расчлененности рельефа. Хорошая обнаженность, особенно в зонах аридного климата, способствует получению сравнительно полной информации о поверхностной структуре и дает основание наиболее уверенно проводить интерпретацию глубинной структуры. Особенно большой интерес представляет изучение некоторых глобальных структур глубинного заложения и огромной протяженности, рассекающих пояс и уходящих далеко в пределы обрамляющих его структур. Кроме того, на КС территории Средиземноморского пояса выявлен ряд ранее неизвестных или проблематичных по своему происхождению геологических образований.

В основу изучения структуры Средиземноморского пояса положено дешифрирование сканерных многоспектральных КС низкого (до 1000 м и более) разрешения на местности, сделанных с советских ИСЗ "Метеор-18" и "Метеор-25" и полностью покрывающих территорию от Французских Альп до восточного окончания Гималаев. Отдельные тектонические узлы детализировались по материалам более высокого (первые сотни метров) разрешения, полученным со спутника "Метеор-28", по сканерным снимкам с американского спутника "Лэндсат-1" и по фотоснимкам с пилотируемых спутников — американских "Джемини" и "Скайлэб" и советского "Салют". В составлении карты тектонического районирования Средиземноморского пояса участвовали сотрудники объединения "Аэрогеология": Н.С. Афанасьева, С.И. Богородский, В.А. Буш, Г.В. Махин, В.З. Сахатов, И.М. Сборщиков, И.И. Сонин, В.А. Фараджев; сотрудники геологического факультета МГУ: Я.Г. Кац, М.Л. Копп, Л.М. Расцветаев, А.Г. Рябухин, Д.М. Трофимов и сотрудник ВНИГНИ Л.Г. Кирюхин. Общая редакция карты осуществлялась В.А. Бушем и Я.Г. Кацем. Картографическое исполнение проведено Г.М. Симоновой.

На карте тектонического районирования масштаба 1:5 000 000 показаны лишь те контуры структурных форм и элементов, границы структурных зон, которые по прямым и косвенным признакам дешифрируются на КС. При интерпретации содержания выделенных контуров использованы литературные материалы и ранее изданные региональные тектонические и геологические карты.

В соответствии с интегральным характером геологической информации, запечатленной на космических снимках, при составлении карты выделялись три относительно самостоятельных "слоя" геологических структур: а) неотектонические структуры, выраженные в рельефе; б) поверхностные геологические структуры, т.е. элементы строения складчатых и нескладчатых геологических комплексов; в) глубинные геологические структуры — элементы глубинных геологических образований, лишь в той или иной степени "просвечивающих" на поверхности.

Среди поверхностных геологических структур Средиземноморского пояса на КС низкого разрешения по особенностям изображения, отражающим как литологический состав, так и характер дислоцированности тех или иных геологических образований, удастся опознавать различные структурные элементы, осуществляя в основном тектоническое дешифрирование и картирование, как это было показано ранее [Башилова и др., 1973; Хаин и др., 1974; и др.].

На КС низкого разрешения достаточно хорошо различаются типы складчатых зон. Выделяется группа разнообразных складчатых зон, занимающих в Средиземноморском поясе внешнее, приплатформенное положение. Среди них наиболее интересны по своему рисунку флишевые складчатые зоны — Карпаты, внешние зоны Динарид, зона Загроса. Весьма близки к ним по характеру изображения складчатые зоны Сулеймановых гор. Наименее индивидуализировано изображение складчатых зон Большого Кавказа и Копетдага. От внешних складчатых зон четко отличаются внутренние складчатые зоны пояса. В этой группе на многоспектральных снимках наиболее четко выделяются офиолитовые комплексы, которые опознаются по характерному темному тону изображения в длинноволновой части спектра. Специфический характер свойствен и изображению складчатых зон, сложенных кристаллическими породами (внутренние зоны Альп, румынская часть Карпатской дуги и Гималаи). Наименее индивидуализировано фотоизображение вулканогенно-граувакковых зон типа Аджаро-Триалетской, Понтийской, Эльбурской и др.

По взаимному расположению элементов складчатых и разрывных структур, устанавливаемых по КС, выявляются многие черты геодинамики альпийского пояса — вергентность складчатых структур, направление сдвиговых и шарьяжных перемещений, общее направление движения масс при складкообразовании и др.

Среди крупных разрывных нарушений, дешифрирующихся на КС, по геологическому значению устанавливаются: а) структуры глобального значения — суперлинеаменты — продольные и диагональные по отношению к простираанию пояса или поперечные к нему и уходящие далеко за его пределы; б) структуры континентального значения, обуславливающие заложение отдельных складчатых систем пояса и границы их со срединными массивами; в) структуры регионального значения, предопределяющие выделение крупных тектонических блоков (складчатых зон) со специфическим структурным планом и характером внутренней структуры. Кроме того, могут быть выделены многочисленные внутривблоковые разломы, которые на рисунке (см. вкл.), как правило, не показаны. По динамическим особенностям формирования и соотношению со структурой поверхностных комплексов многие разрывные структуры идентифицируются со структурами горизонтального среза (сдвиги), латерального сжатия (надвиги, шарьяжи) и растяжения (сбросы и рифтовые структуры) [Павлинов, 1977; Расцветаев, 1973; Molnar, Tarponner, 1975].

Изображение Средиземноморского пояса на материалах космических съемок позволяет охарактеризовать его общую структуру как линейно-петельчатую с тремя пережимами — Сирийским, Памиро-Пенджабским и Северо-Бирманским синтаксисами. Каркас этой структуры образован складчатыми системами и зонами, среди которых различаются системы прямолинейные (продолжающие друг друга или сочетающиеся под углом) и дугообразные (как правило, со значительной

ролью шарьяжей в их строении). Складчатые системы, как уже отмечалось, сопровождаются конкордантными региональными разломами, однако какие из этих структур первичны, какие — вторичны, установить по КС невозможно.

В ячейках каркасной сети расположены относительно стабильные блоки, слабо затронутые складчатостью и менее пораженные разломами, — срединные массивы с установленной по геологическим данным континентальной корой доальпийского возраста [Хаин и др., 1973а, б]. Такие массивы либо обтекаются со всех сторон складчатыми системами, либо обкальваются крупными разломами. Синтаксисы Средиземноморского пояса обусловлены латеральным сближением платформ обрамления пояса с соответствующими направлениями перемещения динамическими ассоциациями сдвигов и шарьяжей [Расцветаев, 1973; Карапетов и др., 1975; Abdel-Gawad, 1971].

Внешние ограничения пояса подчеркиваются системами краевых и предгорных прогибов, а также внешних флишевых складчатых зон, отчетливо дешифрирующихся на КС. В пределах рассматриваемой территории наиболее полно выражена система краевых и предгорных прогибов вдоль северного края пояса. Южная система краевых прогибов представлена преимущественно в восточной части пояса, начиная с Загроса, т.е. практически там, где краевые прогибы северной системы сменяются предгорными.

Вся система структур Средиземноморского пояса пересекается зонами разломов глобального значения, занимающими по отношению к общему простиранию пояса диагональное положение и обуславливающими разделение пояса вместе со структурами его обрамления на ряд вытянутых в северо-западном направлении тектонических мегаблоков или сегментов. Кроме определенной структурной общности этих сегментов, устанавливаемой с помощью дешифрирования КС, на реальность существования таких мегаблоков указывает и анализ некоторых данных по тектонике и глубинной структуре пояса [Хаин, 1972; Хаин и др., 1973а, б]. Тектонические сегменты северо-западного простирания наиболее отчетливо выражены в западной половине рассматриваемой территории. К востоку от Урало-Оманского линеамента они прослеживаются только в северном обрамлении пояса (почти или вовсе не заходя в его пределы), где получают широкое развитие дугообразные структуры Памиро-Пенджабского синтаксиса. Такого рода тектонических сегментов в Средиземноморском поясе насчитывается шесть: Илирийский, Дакийский, Киликийский, Мидийский, Сарматский, Кушанский.

Илирийский сегмент охватывает структуры Западных Альп, Динарид, Элленид, Апеннин и крупного Апулийского массива. Его юго-западная граница скрыта водами Средиземного моря, а северо-восточную границу образует линеament Дравы, фрагментами прослеживающийся в северо-западном направлении через Боденское озеро по направлению к Северо-Западной Франции и Южной Англии. Структура Илирийского сегмента определяется Апулийским массивом, со всех сторон (кроме юго-восточной) обрамленным складчатыми системами. С юго-запада на Апулийский массив надвинуты структуры Апеннин, причем можно полагать, что по серии шарьяжей, сопряженных со сдвигами северо-восточного простирания (следами древних трансформных разломов?), "эвгеосинклинальные" Северные Апеннины тектонически перекрывают Известняковые Южные Апеннины и накатываются на погруженный юго-западный фланг Апулийского массива [Buju-Daval et al., 1976].

Северо-западный фланг Апулийского массива упирается в Альпы двумя резкими прямоугольными выступами, ограниченными субвертикальными разломами. Структуры Альп с характерным обликом "кристаллических покровов" несколько изгибаются под влиянием этих двух выступов. В Альпах отчетливо выделяются внешние складчатые зоны флишевого и известнякового сложения и внутренние кристаллические зоны. Граница между ними проходит по крупному разлому вдоль долин Верхней Роны — Верхнего Рейна — Инна — Зальца, отделяющему внутренние кристаллические покровы от зоны Бриансоннэ, внешних кристаллических массивов, Гельветид и Австрийских Доломитовых Альп. Четко устанавливается надвиг Швейцарских Альп на Предальпийский краевой прогиб. Различный характер контак-

та Альп с их юго-восточным и северо-западным обрамлением позволяет предполагать, что при формировании покровной структуры активную роль играла Средне-европейская плита, поддвигавшаяся под Альпы, тогда как Апулийский массив вместе с Южными Альпами играл роль относительно неподвижного "упора".

Апулийский массив, вероятно, представляет собой фрагмент одной из литосферных плит южного, Африкано-Гондванского, ряда, с развитием вдоль его северо-восточного края флишевой складчатой структуры, типичной для внешних зон альпийской системы и абсолютно аналогичной по своему фотоизображению флишевым складчатым зонам Карпат.

В Динаридах и Элленидах на КС, кроме внешней складчатой зоны, четко различаются промежуточные складчатые зоны (где дешифрируются покровы кристаллических пород с мощным чехлом карбонатов Высокого Карста), а также внутренние зоны офиолитового сложения. При этом устанавливается единое, к юго-западу, направление поверхностного движения масс при складкообразовании и перемещении тектонических покровов. Учитывая направление движения масс в Апенниннах и относительно пассивный характер тектонического контакта Апулийского массива с Альпами, можно предполагать общее смещение Апулийского массива в северо-восточном направлении одновременно с некоторым поворотом его против часовой стрелки.

Существенную роль в структуре Динарид—Элленид играют следы трансформных разломов северо-восточного простирания, обуславливающие коленообразные смещения складчатых зон. Наиболее яркий пример таких разломов — линия Шкодер—Печ, а самый протяженный из них — Калабрийско-Азовский линеймент, прослеженный от южных предгорий Атласа до района Волгограда и имеющий, видимо, правостороннюю сдвиговую природу.

Дакийский сегмент обнимает значительную часть структур средневропейских варисцид, включая кольцевую структуру Чешского массива, а в альпидах — Карпатскую дугу, Паннонский массив, Мизийскую плиту, Балканы, Родопский и Мендересский массивы. С северо-востока этот сегмент ограничен гигантским линейментом, от которого начинается область сплошного распространения карельской континентальной коры Восточно-Европейской платформы. Далее к юго-востоку этот линеймент, видимо, пересекает Черное море и образует северо-восточную границу Киликийского сегмента, прослеживаясь вплоть до южного окончания Загроса.

Для Дакийского сегмента характерно присутствие значительного числа срединных массивов (с концентрическим строением), выраженных крупными кольцевыми структурами. Основываясь на достаточно четких аналогиях с Чешским массивом, можно сделать предположение, что эти кольцевые структуры соответствуют центрам консолидации складчатых систем и представляют собой ареалы накопления гранитного материала типа гигантских гнейсовых куполов. Время заложения кольцевых структур (если продолжать аналогии с Чешским массивом), видимо, карельское, с завершением их формирования в варисцийскую эпоху. Судя по этим данным, срединные массивы Дакийского сегмента принадлежат литосферным плитам северного, лавразийского ряда.

В альпийскую эпоху тектогенеза срединные массивы Дакийского сегмента подверглись частичной деструкции и были в различной степени переработаны складчатыми системами, в которые они попали. Предельную стадию такой переработки представляет Родопский массив, в котором полностью ликвидирована концентрическая структура. Он превращен в тесно сближенную группу обломков, частично выдавленных и шарьированных по направлению к прилегающим складчатым системам, как это наблюдается в кольцевой структуре Западных Родоп, аналогичной по своему облику кольцевой структуре пакета шарьяжных пластин Пелагонийского массива Элленид.

Выдавливание и шарьирование срединных массивов на прилегающие складчатые зоны может считаться характерной чертой строения Дакийского сегмента. Наиболее ярким примером являются покровные структуры Низких Татр у северной окраины Паннонского массива. На КС этого района уверенно опознаются три тектонических комплекса покровов Татрид, Вепорид и Гемерид. Аналогичные по характеру изоб-

ражения покровные структуры выделяются и на западе Паннонского массива вдоль его контакта с Восточными Альпами (лобовая часть покрова дешифрируется вдоль долины р. Мура, а изолированный останец покрова расположен на водоразделе Драва—Гурк). Те же особенности фотоизображения позволяют предполагать покровный характер контакта Паннонского массива со складчатыми структурами Динарид. Концентрические кристаллические покровы Мендересского массива также могут быть проинтерпретированы как структуры выдавливания.

Новые данные получены и о строении Карпатской дуги. На КС достаточно уверенно опознаются ее основные тектонические покровные единицы, из-под которых не менее четко просвечивает и система параллельных разломов северо-западного простирания, столь характерная для юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. Изображение Карпатской дуги не оставляет сомнений в том, что дуга Восточных Карпат полностью шарьирована на Восточно-Европейскую платформу; это совпадает и с последними данными по глубокому бурению в Польских Карпатах [Karnkowsky, 1977]. Так называемый Раховский "массив" и покровы Румынских Карпат, видимо, представляют собой кристаллические покровы фундамента Паннонского массива, вовлеченные в складчато-покровную структуру Карпатской дуги и частично (горы Фагараш в Румынии и западная окраина Раховского "массива" в верховьях Муреша) ретрошарьированные на север и запад при оформлении горной дуги Карпат.

В пределах Дакийского сегмента очень четко выражены поперечные разломы субширотного простирания. Некоторые из них (разлом по северному фасу Восточных Альп, четко прослеживающийся далеко на восток через всю Венгерскую низменность и даже за Карпаты, разрыв южного фаса Южных Карпат) больше всего напоминают сдвиги. Другие разломы этого простирания перекрыты молодыми отложениями и не позволяют сделать заключения о динамической обстановке их формирования.

Киликийский сегмент кулисообразно прилегает на восток к Дакийскому. Его северо-восточный край уже был охарактеризован, а юго-западная окраина скрыта водами Средиземного моря. На юго-востоке Киликийский сегмент включает структуры северного выступа Аравийской платформы в районе Сирийского синтаксиса, составляющие значительную часть площади сегмента. Из структур Средиземноморского пояса в Киликийский сегмент входит Анатолийский срединный массив, обрамленный с юга складчатой системой Тавра, а с севера — складчатой системой Понтид. В структурах как Западного, так и Восточного Тавра четко выделяются офиолитовые зоны, причем во многих случаях легко устанавливается их покровная структура. В частности, многослойная система офиолитовых покровов дешифрируется в треугольной "щели" между Анатолийским и Мендересским срединными массивами, а также на о. Кипр. Направленные к северу покровные тектонические перемещения предполагаются нами и в западном секторе Понтид. Характерно, что в отличие от Дакийского сегмента структуры Анатолийского массива в покровные перемещения не втягиваются. Ромбовидная в плане форма Анатолийского массива и взаимоотношение его границ с внутренней кольцевой структурой не оставляют сомнений в остаточном характере этого блока доальпийской континентальной коры. Дополнительно следует отметить, что офиолитовые структуры внутри Мендересского и Анатолийского массивов на снимках опознать не удалось, вероятно, в связи с их более древним доальпийским возрастом [Мезозойско-кайнозойские . . . , 1977].

Достаточно четко устанавливаются взаимоотношения Средиземноморского пояса с Аравийской платформой в районе Сирийского синтаксиса. Вдоль восточного берега Средиземного моря ограничение Аравийской платформы связано со сдвигом левостороннего направления, на который наложены рифтовые структуры системы Мертвого моря [Сахатов, 1973]. Северо-восточное ограничение Аравийской платформы вдоль линеамента Загроса, видимо, также сопровождается сдвиговыми перемещениями, однако на этот раз правосторонними. В соответствии с этими сдвигами находятся и фрагменты шарьяжных структур, которые дешифрируются

вдоль границы Восточного Тавра с Аравийской платформой. Перемещения масс направлены здесь к югу.

Киликийский сегмент рассекается крупным Пальмиро-Апшеронским поперечным линеamentом северо-восточного простирания, играющим существенную роль в структуре сегмента. Он обуславливает поднятие Пальмирид, рисунок изображения которых указывает на левосторонние сдвиговые перемещения вдоль линеамента. На юго-западе этот линеament, видимо, смыкается с рядом промежуточных структур, которые позволяют проследить описываемую тектоническую линию вплоть до зоны Камерун в Западной Африке. На северо-востоке линеament уверенно прослеживается дешифрированием, подтверждаемым геологическими и геофизическими данными вплоть до Апшеронского полуострова, а на его продолжении в пределах Туранской плиты наблюдаются рассеянные зоны разрывов того же простирания. С северо-запада Пальмиро-Апшеронский линеament ограничивает складчатую систему Загроса и Месопотамский краевой прогиб.

Мидийский сегмент расположен к северо-востоку от Киликийского, будучи отделен от него линеamentом Восточного Понта — Загроса. С северо-востока Мидийский сегмент ограничен Кавказско-Копетдагским линеamentом, имеющим, возможно, правостороннюю сдвиговую составляющую [Расцветаев, 1973]. Для мидийского сегмента характерна тесная структурная связь платформ — древней Восточно-Европейской и молодой Скифской — с альпийским складчатым поясом, между которыми отсутствуют четко проявленные пограничные структуры и, наоборот, выделяются многие структуры, проходящие из древней платформы в молодую и далее в складчатую зону Крыма.

Впадина Черного моря со всех сторон огибается складчатыми и разрывными структурами, что может быть связано как с существованием под ней древнего срединного массива, так и с рифтогенезом и спредингом в осевой зоне впадины. Выбрать одну из этих двух гипотез на основании лишь данных дешифрирования не представляется возможным. То же относится и к Южно-Каспийской впадине, занимающей аналогичное структурное положение. Линейные ограничения обеих впадин, отчетливо устанавливаемые по КС, говорят об их разломной, наложенной природе, что мало соответствует предположениям об "остаточной" океанической природе глубоководных впадин юга СССР.

В восточной части Мидийского сегмента обращает на себя внимание удлиненная к северу глыба Лут, относящаяся, видимо, к срединным массивам. Взаимоотношение ее с окружающими структурами позволяет предполагать некоторый поворот глыбы Лут по часовой стрелке. Для Центрального Ирана характерно северо-восточное простирание складчатых структур, которые "прячутся" под Урмия-Дохтарский вулканический пояс, пролегающий параллельно Загросскому линеamentу — северо-восточной границе Аравийской платформы. Обломки срединных массивов второго рода, видимо, расположены на северо-западе Ирана и в пустыне Дешт-и-Кевир. Они опознаются по фрагментам крупных кольцевых структур.

К востоку от глыбы Лут проходит Урало-Оманский линеament — одна из крупнейших глобальных структур рассматриваемой территории. Он образован широкой зоной расколов, четко проявленной в Восточном Иране и менее уверенно установленной в южной части Туранской плиты, к югу от Арала. На акватории Арала этот линеament прослеживается по геофизическим данным и сопровождается параллельными ему разрывами в Восточном Приаралье; далее к северу он переходит в структуры Уральской складчатой системы. Урало-Оманский линеament в пределах рассматриваемой территории по диагонали пересекает два следующих тектонических сегмента — Сарматский и Кушанский, которые под углом подходят к северной границе альпийского пояса [Амурский, 1976; Копп, Расцветаев, 1976; Сонин, 1976; Furon, 1941].

Сарматский сегмент включает структуры Большого Кавказа, Предкавказья, Скифской плиты и юго-западную часть Туранской плиты; по общему структурному плану сооружения Большого Кавказа не могут быть оторваны от территории Скифской плиты, что подтверждает принадлежность Большого Кавказа к системе периплатформенных структур Восточно-Европейской платформы, устанавливаемую

формационным анализом. Не очень высокая дешифрируемость территории Предкавказья, к сожалению, затрудняет структурный анализ. Отметим хорошо дешифрируемую систему разломов северо-восточного простирания, которые рассекают Большой Кавказ на ряд блоков и относительно короткими фрагментами прослеживаются через Предкавказье в Северный Прикаспий и прилегающие части Туранской плиты. Некоторые из этих блоков в пределах Большого Кавказа заключают сравнительно небольшие (до 100 км в поперечнике) кольцевые структуры. Наиболее изученная из них — Самурская — обнаруживает признаки ротационного происхождения с поворотом против часовой стрелки. Такие ротационные структуры могут быть динамически связаны с предполагаемыми сдвиговыми перемещениями по Кавказско-Копетдагскому линейменту. С системой поперечных разрывов связан и своеобразный поперечный элемент структуры Кавказа — так называемый Кавказский треугольник, проходящий через район Казбека и клиновидно расширяющийся к югу. С областью, ограниченной этим треугольником, связаны молодой вулканизм Большого Кавказа, повышенный тепловой поток и некоторое утонение базальтового слоя [Милановский, Короновский, 1973].

Кушанский сегмент расположен между Мангышлакско-Амударьинским и Таласо-Ферганским линейментами, представляющими часть сети глубинных разрывных дислокаций правосдвиговой природы, определяющих собой структурный облик юго-западной части Урало-Монгольского складчатого пояса. Поскольку этот тектонический сегмент в пределы собственно альпийского пояса не заходит, а обрывается структурами Памира — северной границей альпийского пояса, строение Кушанского сегмента здесь на рассматривается.

От западной части Средиземноморского пояса резко отличается по своему структурному облику его восточная, Афгано-Гималайская часть. Этот регион известен под названием Памиро-Пенджабского синтаксиса. Действительно, ведущими элементами структурного рисунка этой области являются круто изогнутые в плане дуги, огибающие с севера Джеламский выступ Индийской платформы. Самая северная дуга, протягивающаяся от Западного Гиндукуша через Северный Памир в Куньлунь, сложена варисцидами. Южнее выделяется блок мезозойд Центрального и Юго-Восточного Памира. На юге мезозойды граничат с четко дешифрируемыми кристаллическими породами Юго-Западного Памира, массив которых выклинивается на восток, где мезозойды приходят в непосредственное соприкосновение со структурами Восточного Гиндукуша — Каракорума, относящимися к внутренней зоне Средиземноморского пояса. Граница по рекам Памир-Пяндж и далее на юго-запад в долину р. Герируд очень резкая, одна из самых четких на КС и представляется главной структурной линией, ограничивающей собственно альпийский Средиземноморский пояс. Структуры к северу от этой линии принадлежат области альпийского орогена, но не альпийскому геосинклинальному поясу.

Четко устанавливаются и существенные различия между западной — афганской и восточной — гималайской частями этой области. На западе это пестрое чередование небольших обколотых глыб — срединных массивов, разделенных узкими сложно дислоцированными зонами, вдоль которых отмечаются подтверждаемые наземными наблюдениями левосдвиговые перемещения. Такой характер имеет, например, известный Мукуро-Чаманский разлом. Многие из складчатых зон выглядят на снимках как офиолитовые, что подтверждается и геологическими данными. Однако далеко не все офиолитовые зоны этого района рисуются по КС как аллохтонные. Так, на территории Афганистана зоны Тарнак и Кветта четко связаны с прямолинейными протяженными шовными зонами и выходы офиолитов имеют здесь форму узких клиппов, захваченных между крутопадающими разломами. Такую же природу имеет и офиолитовый шов Инда [Хаин и др., 1973а]. Лишь на крайнем юге зоны Кветты, так же как в Омани и на юго-восточном окончании Загроса, отчетливо дешифрируются полого залегающие, видимо, тектонические, пластины офиолитов.

Восточная, гималайская, часть этой области имеет рисунок изображения, свойственный налегающим друг на друга тектоническим покровам и напоминающий рисунок изображения Внутренних Альп. Отчетливо дешифрируется извилистая (видимо, покровная) граница между Низкими и Высокими Гималаями, представ-

ляющими собой соответственно зону смятых геосинклинальных отложений и кристаллическую ось сооружения. Хуже (прерывисто) видна граница между Высокими и Тибетскими Гималаями — внутренней складчатой зоной с широко распространенными мезозойско-кайнозойскими осадками Тетиса. На востоке эта складчатая система редуцируется и сочленяется с мезозоидами Индокитая.

По долинам Брахмапутры и истоков Инда характер изображения резко меняется. Севернее расположена обширная территория Тибета, которая, несмотря на однообразие изображения, все же может быть расчленена на две части: северная представляет собой Тибетский массив (молодую платформу, так как его изображение совершенно не похоже на Индийскую и Таримскую платформы), а южная отвечает мезозоидам (яньшанидам) Трансгималаев. В пределах последней на снимках малого разрешения обособляется овальный блок с кольцевыми структурами, который истолковывается нами как срединный массив, препятствующий распространению структур альпийского пояса к востоку от Северо-Бирманского синтаксиса.

Возникшая на месте Тетиса горно-складчатая система на востоке гораздо уже, чем на западе. Но в кайнозойское горообразование на востоке вовлечена обширнейшая территория, простирающаяся от Гималаев на север до пустынной равнины Такламакан (Таримская платформа).

Охарактеризованные резкие различия между Афганской и Гималайской частями Памиро-Пенджабского синтаксиса обусловлены, видимо, движением Индостанской плиты не строго на север, а на северо-северо-восток, причем северо-западная грань Индостана как бы "проскальзывала" по конгломерату мелких плит Афганистана, в то время как его северо-восточная грань испытала фронтальное столкновение с Тибетским блоком [Molnar, Tapponnier, 1975]. С этими выводами хорошо коррелируют результаты определения полюсов вращения Индостана (с конца мела), исходящие из известных параметров перемещений Европы, Аравии, Антарктиды и Австралии по линейным магнитным аномалиям океанов. Эти результаты показывают, что восточный фланг Индостана перемещался в отдельные отрезки времени на 30–40% быстрее, чем его западный фланг (имеются в виду различия линейной скорости при равной угловой).

Отметим еще два крупных сквозных линеамента диагонального простирания, пересекающие Афгано-Гималайскую область. Первый из них представляет собой кулисное продолжение Таласо-Ферганского линеамента (но не самого Таласо-Ферганского сдвига, который разрешается пакетом тектонических покровов у северного края Таримской плиты). Эта четко дешифрирующаяся зона разломов северо-западного направления протягивается из долины Муджису (Восточный Памир) через Каракорум в верховья р. Сатледж. На указанном отрезке линеамент отделяет структуры Тибета и варисцид Яркендской дуги от структур Гималаев и Памира. Положение мезозоид и других вещественно-структурных комплексов в крыльях линеамента указывает на очень крупный правый сдвиг. На юго-восток от истоков р. Сатледж линеамент, предположительно, пересекает наискось Гималаи и Предгималайский прогиб.

Второй линеамент имеет северо-восточное простирание и проходит вдоль хребта Алтынтаг, пересекая Западный Тибет и Гималаи в районе синклинория Спити, идет вдоль р. Джелам и далее к юго-западу, прослеживаясь отдельными фрагментами и обуславливая коленообразный изгиб Сулеймановых гор и некоторых структурных элементов Южно-Афганской впадины: заканчивается он у южного конца глыбы Лут, а на северо-восток протягивается, видимо, вплоть до Тихого океана.

Изложенные здесь результаты дешифрирования космических снимков позволяют прийти к некоторым следствиям, имеющим как региональный, так и теоретический характер.

1. Возникновение поверхностной структуры Средиземноморского пояса происходило под влиянием субмеридионального сжатия, обусловленного латеральным сближением литосферных плит Лавразии и Гондваны.

2. Наряду с субмеридиональным сжатием во взаимных перемещениях Лавразии и Гондваны могут предполагаться и левосторонние сдвиговые перемещения, кото-

рые запечатлены в следах ротационных тектонических движений срединных массивов альпийского пояса, связанных с поворотами таких массивов против часовой стрелки, как Апулийский массив, Самурская структура, поворот Индостана (глыба Лут, правда, поворачивается по часовой стрелке).

3. При формировании структур альпийского пояса ведущую роль играли латеральные перемещения крупных глыб — обломков доальпийской континентальной коры, обусловившие сжатие и выдавливание в виде покровных структур, разделяющих эти глыбы складчатых зон, заложенных в ходе деструкции южного края Лавразии; вещественным выражением этой деструкции являются, видимо, офиолитовые зоны (следы палеоокеанической коры).

4. В динамике взаимных перемещений отдельных структурных элементов альпийского пояса ведущую роль играло поддвижение континентальных плит обрамления под складчатые зоны и складчатых зон, в свою очередь, под срединные массивы. Это поддвижение вызывало "соскабливание" тектонических покровов нависающим краем верхней плиты, т.е. здесь действовал механизм, подобный субдукции.

5. Как же разрешается противоречие между крупными горизонтальными перемещениями и существованием сети глубоко проникающих субвертикальных разломов большой горизонтальной протяженности? Тот или иной ответ на этот вопрос часто обуславливает фиксистские или мобилистские воззрения исследователей. Мы констатируем, что как крупные горизонтальные тектонические перемещения, выраженные сдвигами и шарьяжами, так и относительно упорядоченная сеть диагональных и поперечных линеаментов или разломов большой горизонтальной (и, вероятно, вертикальной) протяженности запечатлены одновременно на космических снимках и подтверждаются многочисленными геологическими и геофизическими данными [Петрушевский, 1969; Шульц, 1973]. Следовательно, достаточно совершенная геологическая концепция, будь она мобилистской или фиксистской, должна включать существование и давать объяснение сосуществованию тех и других структур. Мы предполагаем, что сеть глубинных линеаментов имеет весьма глубокое, вероятно, мантийное, заложение. Такие линеаменты служат, возможно, своеобразными "рельсами", вдоль которых происходит передвижение литосферных плит; они проявляются на дневной поверхности путем периодического "пробоя" надвинувшихся на них поверхностных структурных комплексов земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

- Амурский Г.И. Урало-Оманский линеамент и его роль в региональной структуре Средней Азии. — Геотектоника, 1976, № 2.
- Башилова И.И., Махин Г.В., Еремин В.К. Исследование космических телевизионных снимков — средство тектонического районирования. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1973, № 7.
- Карпетов С.С., Сонин И.И., Хаин В.Е. О некоторых важнейших особенностях строения и развития Афгано-Памирского сегмента альпийского складчатого пояса Евразии. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1975, № 3.
- Копп М.Л., Расцветаев Л.М. О линеаментах, выявленных по космическим снимкам восточной части альпийского пояса. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1976, № 11.
- Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса: Материалы по сравнительной тектонике. М.: Мир, 1977. Т. 1. Альпийские гималайские складчатые области.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973.
- Павлинов В.Н. Глубинные сдвиги и парагенетически сопряженные с ними дизъюнктивные структуры. Статья 1. — Изв. вузов, 1977, № 8.
- Петрушевский Б.А. Индо-Памирская глубинная зона и Западно-Деканское землетрясение. — Геотектоника, 1969, № 2.
- Расцветаев Л.М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени. — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1973, вып. 5.
- Сахатов В.З. Роль космических снимков при решении задач региональной тектоники юго-восточной части Кавказа. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1973, № 7.
- Сонин И.И. Анализ разрывной тектоники Центрального Афганистана по результатам наземных, аэро- и космических исследований. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1976, № 11.
- Хаин В.Е. Основные структурные комплексы Ближнего и Среднего Востока. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1972, № 2.

- Хаин В.Е., Богородский С.М., Кац Я.Г. и др. Некоторые аспекты дешифрирования космических и телевизионных снимков отдельных регионов альпийского складчатого пояса и Туранской плиты. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1974, № 8.
- Хаин В.Е., Кац Я.Г. Селицкий А.Г. Тектоническое районирование и основные черты современной структуры альпийского пояса Ближнего и Среднего Востока (статья 1 — западный сегмент). — Изв. вузов. Геол. и разв., 1973а, № 3.
- Хаин В.Е., Кац Я.Г., Селицкий А.Г. и др. Тектоническое районирование и основные черты современной структуры альпийского пояса Ближнего и Среднего Востока (статья 2 — восточный сегмент). — Изв. вузов. Геол. и разв., 1973б, № 4.
- Шульц С.С. Планетарная трещиноватость (основные положения). — В кн.: Планетарная трещиноватость. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973.
- Abdel-Gawad M. Wrench movements in the Baluchistan Arc and relation to Himalayan-Indian Ocean tectonics. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, vol. 82, N 5.
- Buju-Daval B., Dercourt I., Le Pichon X. Esquisse photogéologique au domaine Méditerranée des images du Satellites "Landsat". — Rev. Anst. Trans. Petrol., 1976, vol. 31, N 31.
- Furon R. Le géologique du plateau Iranien (Perse, Afganistan, Beloutchistan). — Mém. Mus. hist. natur. Nouv.; sér. VII, 1941, fasc. 2.
- Karkowsky P. Wglebne podloze Karpat. — Prz. geol., 1977, N 6.
- Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. — Science, 1975, vol. 189, N 8.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ УКРАИНСКИХ КАРПАТ

Среди складчатых сооружений, расположенных к юго-западу от Волыно-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы, альпийские Карпаты самые молодые, и поэтому их место в обрамлении платформы предопределено всей предыдущей историей этой части Средиземноморского геосинклинального пояса.

Первоначально геосинклиналь, ограничивающая с юго-запада Восточно-Европейскую платформу, была гораздо обширнее Карпатской и прошла длительный путь развития, начавшийся в рифее. Структуры северо-восточного берега Карпат и отчасти фундамента, на котором покоятся в настоящее время флишевые и молассовые отложения, сформировались в процессе последовательной консолидации и причленения к платформе различных частей доальпийского геосинклинального пояса при одновременной смене характера структурных взаимоотношений между этими частями. В нем можно выделить три этапа: байкальский, каледонский и герцинский, каждый из которых характеризуется определенным, отличным от других, пространственным расположением платформенных и геосинклинальных областей и своим, только ему присущим, комплексом пограничных структур. Последовательность их образования показана на палеотектонических схемах (рис. 1) и профилях (рис. 2). Правомерность предлагаемой интерпретации уже обосновывалась ранее [Медведев, 1976].

Есть определенные основания считать, что юго-западная граница Восточно-Европейской платформы и геосинклинали на байкальском этапе проходила по глубинному разлому (краевому шву), протягивавшемуся от Коцка на Устуг, Владимир Волинский, Локачи, Радехрв, Буск, Перемышляны, Рогатин, затем, кулисообразно смещаясь, — от Бережан на Отыню и далее на Коршев и Давидены. Краевой шов древней платформы образовывал в ее теле внутренний угол, напротив которого, как и в других аналогичных случаях во многих районах мира, располагался поперечный краевой прогиб (Волыно-Оршанский), выполненный отложениями рифея. Эта структура (вместе с краевым швом) и отражала характер взаимоотношений платформы с геосинклиналью на байкальском этапе развития. За пределами поперечного краевого прогиба их сочленение происходило только по краевому шву. Байкальский этап развития завершился как на Волыно-Подолье, так и в смежной геосинклинали на рубеже рифея и венда всеобщим поднятием (а в геосинклинали, кроме того, складчатостью и метаморфизмом) и региональным оледенением, зафиксированным тиллитами, залегающими на полесской серии рифея в основании волинской серии венда:

К началу каледонского этапа площадь платформы несколько расширилась за счет консолидации части геосинклинального пояса. Ее границей стал глубинный разлом, трассирующийся через Кельце на Сандомир, Раву-Русскую, Николаев, Отыню, Коршев, Давидены. Изменился характер пограничных структур — вместо поперечного краевого прогиба образовалась продольная краевая система северо-западного простирания, состоящая из перикратонного и краевого (предгорного) прогибов. По времени образования перикратонный прогиб отвечает стадии прогибания (венд-жединский век раннего девона), а предгорный — орогенной (зигенский и эмсский века раннего девона) эпохе развития смежной геосинклинали.

На герцинском этапе геосинклинальные условия существовали только в районе современных Карпат. На остальной же территории (кроме Судет) герциниды не выделяются. Границей геосинклинали был, вероятнее всего, Предкарпатский глубинный разлом, проходящий от Космача на Делятин, Надворную, Рожнятов, Добромиль и далее на запад в направлении Восточных Судет. В полосе сочленения Восточно-Европейской и Западно-Европейской платформ на месте каледонского предгорного прогиба в среднем девоне заложился постумный передовой прогиб, отделявшийся от геосинклинальной области краевым платформенным поднятием, лишенным

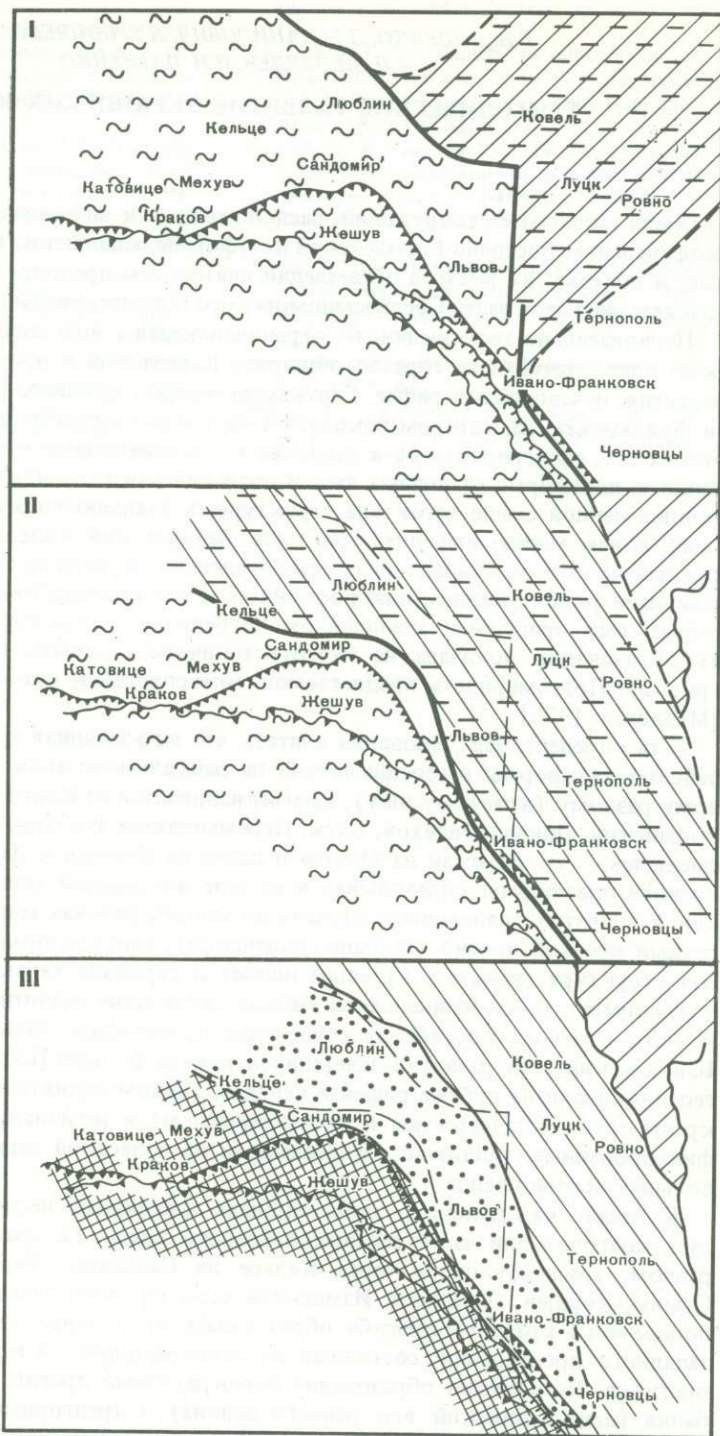
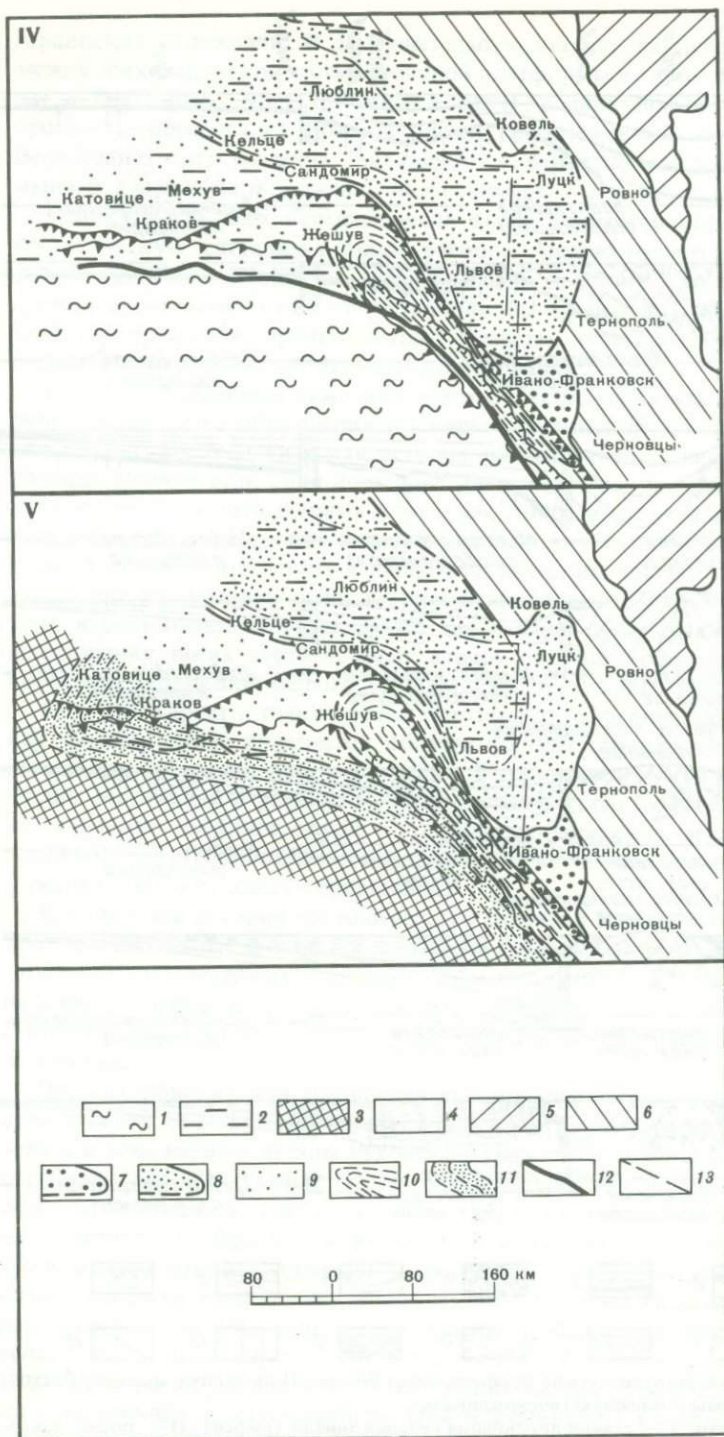


Рис. 1. Этапы развития доальпийской структуры юго-западного обрамления Восточно-Европейской платформы (палеотектонические схемы)

I – байкальский этап (рифей); II–III – каледонский этап: II – стадия прогибания геосинклинали (венд – ранний девон, жедин), III – орогенная стадия (ранний девон, зиген – эмс); IV–V – герцинский этап: IV – стадия прогибания геосинклинали (средний девон – ранний карбон), V – орогенная стадия (поздний карбон).



1-2 - бассейны осадконакопления: 1 - геосинклинальные, 2 - платформенные; 3 - горная суша; 4 - равнинная суша; 5 - байкальский поперечный краевой прогиб; 6-7 - каледонская краевая система: 6 - перикратонный прогиб, 7 - краевой прогиб; 8 - герцинский постумный передовой прогиб; 9 - платформенный чехол эпикаледонской части молодой платформы; 10 - герцинское краевое платформенное поднятие; 11 - герцинский краевой прогиб; 12-13 - краевые разломы: 12 - глубинные, 13 - погребенные

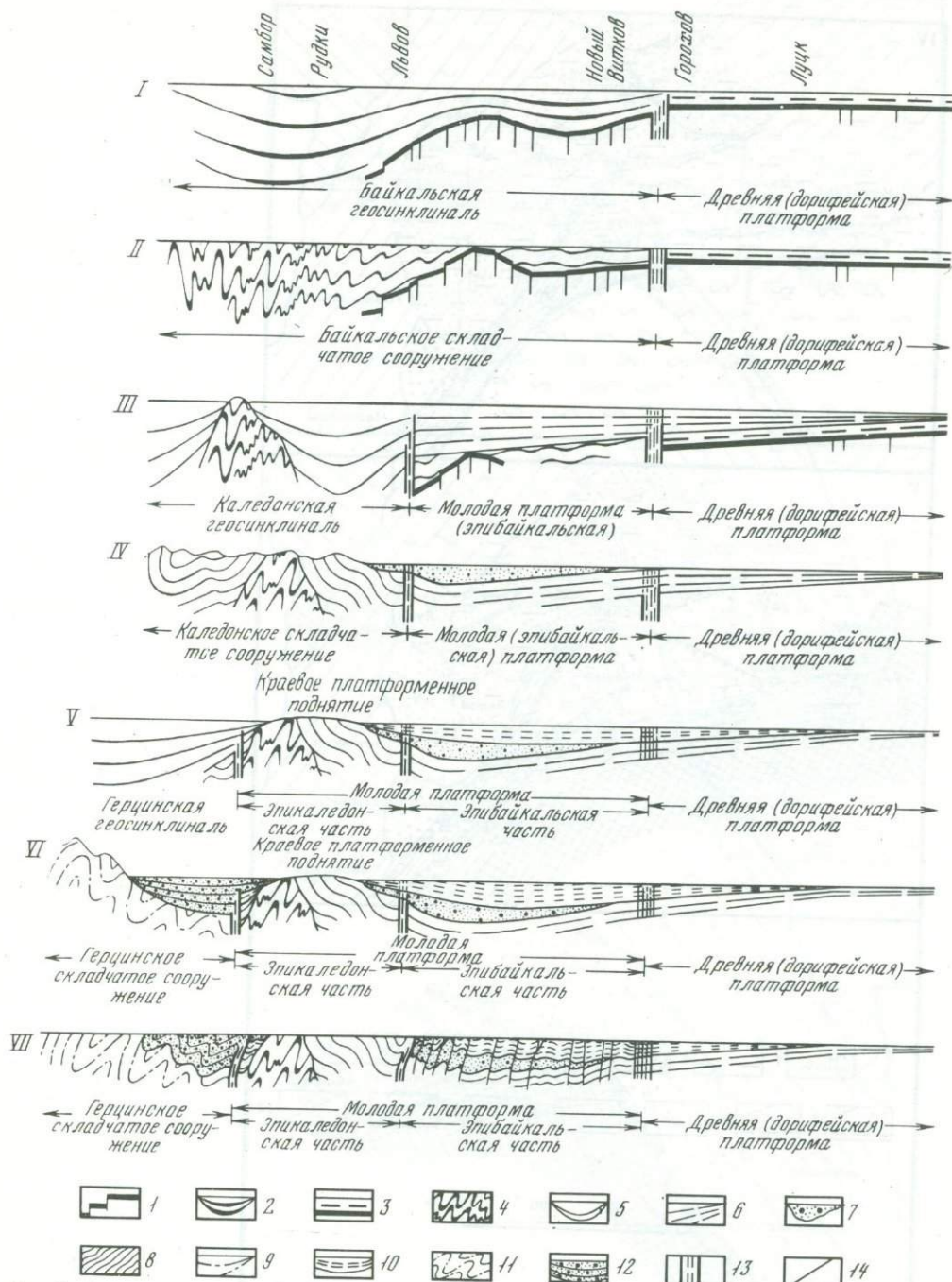


Рис. 2. Схематические палеотектонические профили через Волино-Подольскую окраину Восточно-Европейской платформы и смежную геосинклиналь

I—II — байкальский этап: I — стадия прогибания геосинклинали (рифей), II — после завершения складчатости и пенепленизации (предвендское время); III—IV — каледонский этап: III — стадия прогибания геосинклинали (венд — ранний девон, жедин), IV — орогенная стадия (ранний девон, зиген — эмс); V—VII — герцинский этап: V — стадия прогибания геосинклинали (средний девон — ранний карбон), VI — орогенная стадия (поздний карбон — пермь), VII — после завершения складчатости и пенепленизации (предмезозойское время).

1 — поверхность кристаллического фундамента; 2 — байкальская геосинклиналь; 3 — байкальский поперечный краевой прогиб; 4 — отложения, дислоцированные в байкальскую тектоническую эпоху; 5 — каледонская геосинклиналь; 6—7 — каледонская краевая система: 6 — перикратонный прогиб, 7 — краевой прогиб; 8 — отложения, дислоцированные в каледонскую тектоническую эпоху; 9 — герцинская геосинклиналь; 10 — герцинский постумный передовой прогиб; 11 — отложения, дислоцированные в герцинскую тектоническую эпоху; 12 — герцинский краевой прогиб; 13 — зоны краевых глубинных разломов; 14 — прочие разрывные нарушения

герцинских отложений. В заключительную стадию, на рубеже динанта и силезия, между эпикаледонской частью молодой платформы и горным сооружением Прикарпат и Восточных Судет (Мораво-Силезид), возникшим в результате герцинского орогенеза, образовался краевой прогиб, прослеженный под надвигом Карпат от Верхнесилезского бассейна (являющегося, вероятно, его частью) до границы с Румынией, а может быть, и дальше на юго-восток.

Совокупность всех перечисленных выше элементов определила доальпийскую тектоническую ситуацию в данном регионе. Можно только предположить, что описанные события явились следствием взаимодействия литосферных плит, однако прямыми данными, которые позволили бы оконтурить эти плиты и установить характер процессов, происходивших в местах их соприкосновения, мы не располагаем. Их поиски — дело будущих исследований.

Более определенные суждения в этом отношении можно высказать для альпийского складчатого обрамления Восточно-Европейской платформы, т.е. собственно для Карпат. Их геологическая история рассматривалась неоднократно и с разных позиций, причем если одни исследователи достаточно подробно излагают ее с точки зрения гипотезы литосферных плит с некоторыми отличиями в деталях, то другие оспаривают даже не детали, а саму возможность подобной интерпретации. Поэтому в своей попытке применить к палеотектоническим построениям концепцию тектоники плит мы уделили основное внимание различным признакам, которые могут быть использованы для доказательства именно принципиальной возможности существования таких неотъемлемых атрибутов этой концепции, как океаническая кора, зона субдукции, меланж, островодужный вулканизм и т.д.

Развитие Карпат с точки зрения гипотезы литосферных плит можно представить как формирование складчатой области по типу столкновения континент—микроконтинент, островная дуга—континент. В их тектонической эволюции выделяются стадии растяжения и раскола континентальной коры с образованием океанической коры в зонах спрединга, сжатия и поглощения океанической коры в зоне субдукции и полного закрытия океанических пространств, сопровождавшиеся формированием флишевых и молассовых образований.

В выяснении истории тектонического развития Карпат особое значение приобретают показательные формации, в первую очередь магматические, характерные для эволюции определенных структур. Так, петрологические исследования показали наличие на нашей территории как пород офиолитовой ассоциации — показателей спрединга, так и известково-щелочных вулканических серий островных дуг и активных окраин.

Породы офиолитовой ассоциации установлены в трех зонах: в Пьенинской и на продолжении ее в фундаменте Закарпатского прогиба, в Мармарошской утесовой зоне и в зоне надвига флиша Раховско-Буркутской группы зон на Силезско-Черногорскую (рис. 3). Разные члены офиолитовой ассоциации представляют собой фрагменты толщ, входящих в состав меланжа, маркирующего зону субдукции, или олистолитов. Фрагменты вулканогенно-осадочных образований (диабазы, порфириты, базальты в ассоциации с кремнистыми и карбонатно-кремнистыми осадками) вскрыты скважинами в фундаменте неогенового комплекса пород Закарпатского прогиба. По комплексу признаков и наличию фауны их можно отнести к триасу, юре и раннему мелу [Петрашкевич, 1968; Свириденко, 1973]. В фундаменте западной части Закарпатского прогиба выявлены диабазы, диабазовые порфириты и их брекчии и гиалокластиты. Они ассоциируют с кремнистыми известняками, радиоляритами, доломитами (скв. Берегово-8,952, Залуж-2) и темноцветными кремнистыми аргиллитами (скв. Бегань-405). В восточной части прогиба вулканические породы фундамента представлены базальтовыми порфиритами, гиалобазальтами, миндалекаменными базальтами, шальштейнами, вулканическими брекчиями, туфами, реже спилитами. Разрезы этих толщ показаны на рис. 4. Характеристика пород офиолитовой ассоциации в Мармарошской зоне утесов и в зоне надвига флиша Раховско-Буркутской группы зон на Силезско-Черногорскую приводилась раньше в работах В.П. Костюка [1961] и М.Г. Ломизе [1968]. Здесь, кроме упомянутых выше пород, отмечаются также редкие находки габбров, гипербазитов, габбро-диабазов.

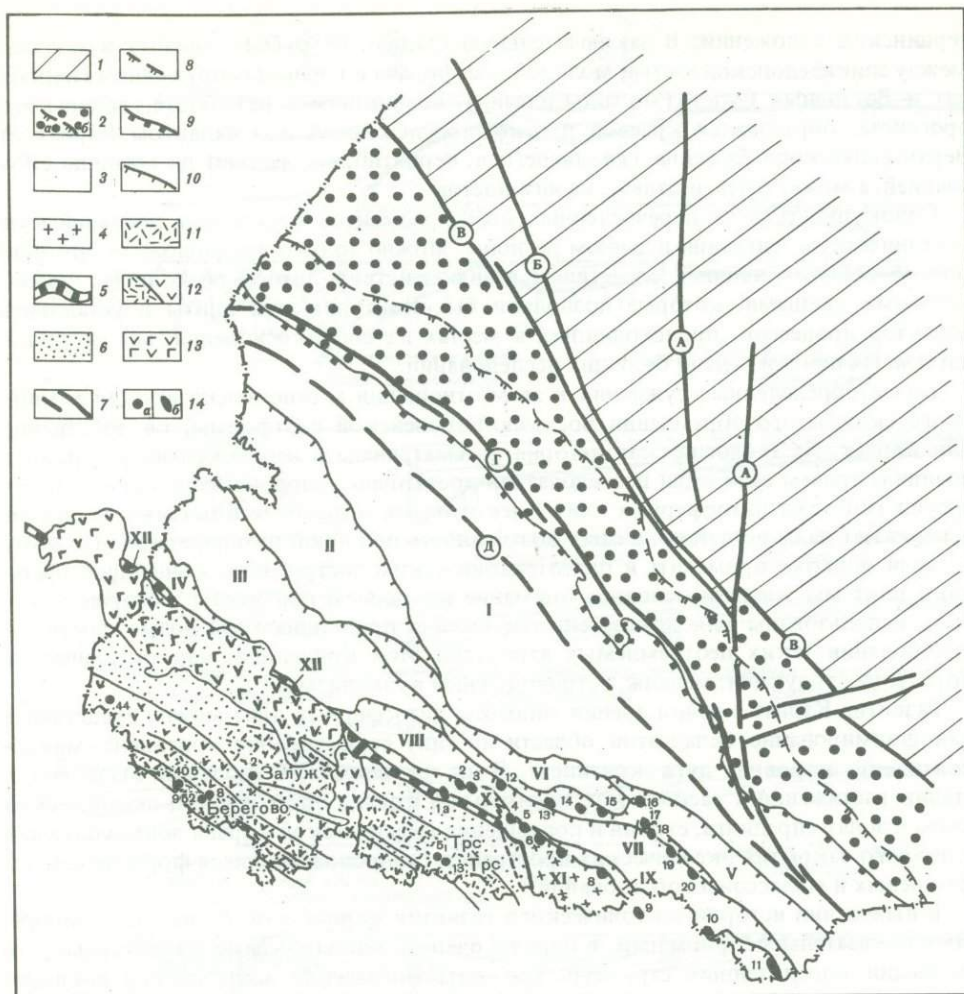


Рис. 3. Тектоническая схема Украинских Карпат

1 – платформа; 2 – Предкарпатский прогиб: а – внутренняя и б – внешняя зоны; 3 – структурно-фациальные зоны Карпат: Скибовая (I), Силезско-Черногорская группа (II – Силезская, III – Дуклянская, VI – Свидовецкая, VII – Красноморская, V – Черногорская), Раховско-Буркутская группа (VIII – Суховская, IX – Раховская, IV – Магурская, X – Мармарошских утесов); 4 – Мармарошская зона (XI); 5 – зона Пенинских утесов (XII); 6 – Закарпатский прогиб; 7 – разломы фундамента: А – Радеховский, Б – Рава-Русский, В – Городокско-Калушско-Сторожинецкий, Г – Предкарпатский, Д – Внешнекарпатский; 8–10 – линии надвигов: 8 – Стебницкого (Внутренней зоны Предкарпатского прогиба на Внешнюю), 9 – Берегового (Карпат на Предкарпатский прогиб), 10 – структурно-фациальных зон Карпат; 11–13 – известково-щелочные серии островных дуг: 11 – проявления кислого вулканизма (игнимбритовые новоселицкие туфы – баден, 18–16 млн. лет), 12 – проявления кислого и андезитового вулканизма (сармат, 15–9 млн. лет), 13 – проявления андезито-базальтового вулканизма Выгорлат-Гутинской гряды (плиоцен, 12–8 млн. лет); 14 – фрагменты офиолитовой ассоциации (триас-ранний мел): а – в скважинах (44 – Чоп, 405 – Бегань, 8, 952 – Берегово, 2 – Залуж, 5, 13 – Тересва), б – в обнажениях (1 – Вульховчик–Большой Каменец, 1а – с. Монастырец, 2 – Малая Уголька, 3 – Большая Уголька, 4 – Тевшак-Риноватый, 5 – Средняя, 6 – Косовская, 7 – Каменный поток, 8 – Маргетул, Радомир, Квасной, 9 – Фаркзу-Михалек, 10 – Чивчин, Будычевская, Велька, Попадья, 11 – Див, Кварцевый, Широкий, Солонцовка, 12 – Красношора, 13 – Малая Шопурка, 14 – Косовская, 15 – Тростянец, 16 – Петров, 17 – Полонина Рогнеска, 18 – р. Говерла, 19 – Лемский Лес, Бальзатул, 20 – Выпчинка, 21 – Гропенец)

Петрологические исследования пород офиолитовой ассоциации, проведенные в последние годы [Данилович, 1976б; Данилович и др., 1977], показали принадлежность их к серии океанических оливиновых толеитов (с нормативным оливином 7–15% и гиперстеном 11–16%) и частично к серии высокоглиноземистых оливиновых базальтов и кварцевых толеитов (с содержанием K_2O до 0,03–0,18%). Часть пород относится к щелочным оливиновым базальтам (с содержанием K_2O от 0,5

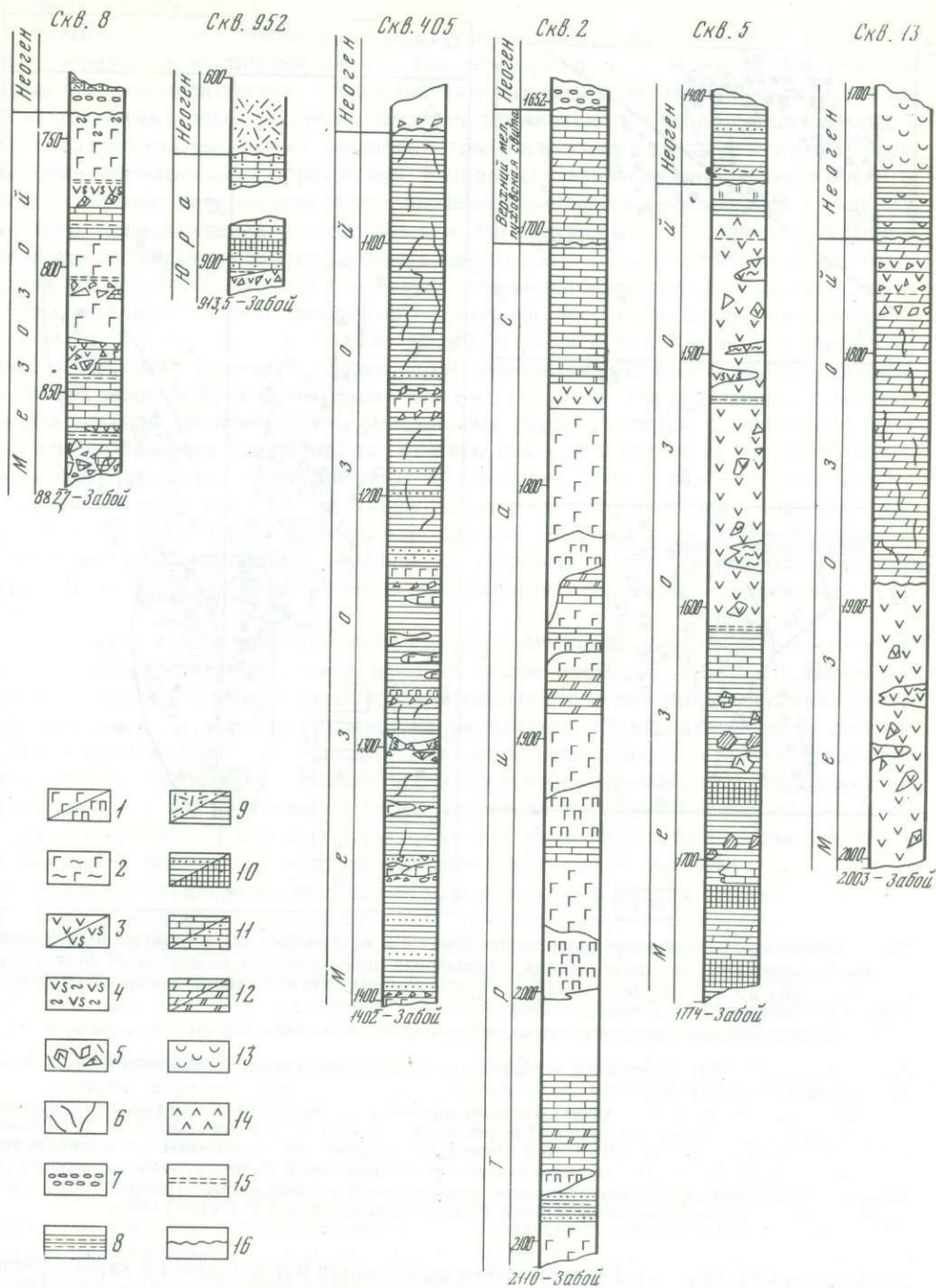


Рис. 4. Разрезы фрагментов офиолитовой ассоциации, вскрытых в фундаменте Закарпатского прогиба

1 - кора выветривания диабазов; 2 - диабазы и диабазовые порфиры; 3 - базальтовые порфиры и шлаковые брекчии базальтов; 4 - шальштейны; 5 - брекчии и агломераты диабазов и базальтов; 6 - тектонические нарушенные породы и толщи (с зеркалами скольжения); 7 - гравелиты, конгломераты; 8 - кремнистые образования, яшмы, радиолариты; 9 - туфы кислого состава, аргиллиты; 10 - темноцветные аргиллиты, кремнистые аргиллиты; 11 - известняки, кремнистые известняки; 12 - мергели, доломиты; 13 - соль; 14 - ангидриты; 15 - тектонические контакты; 16 - несогласия

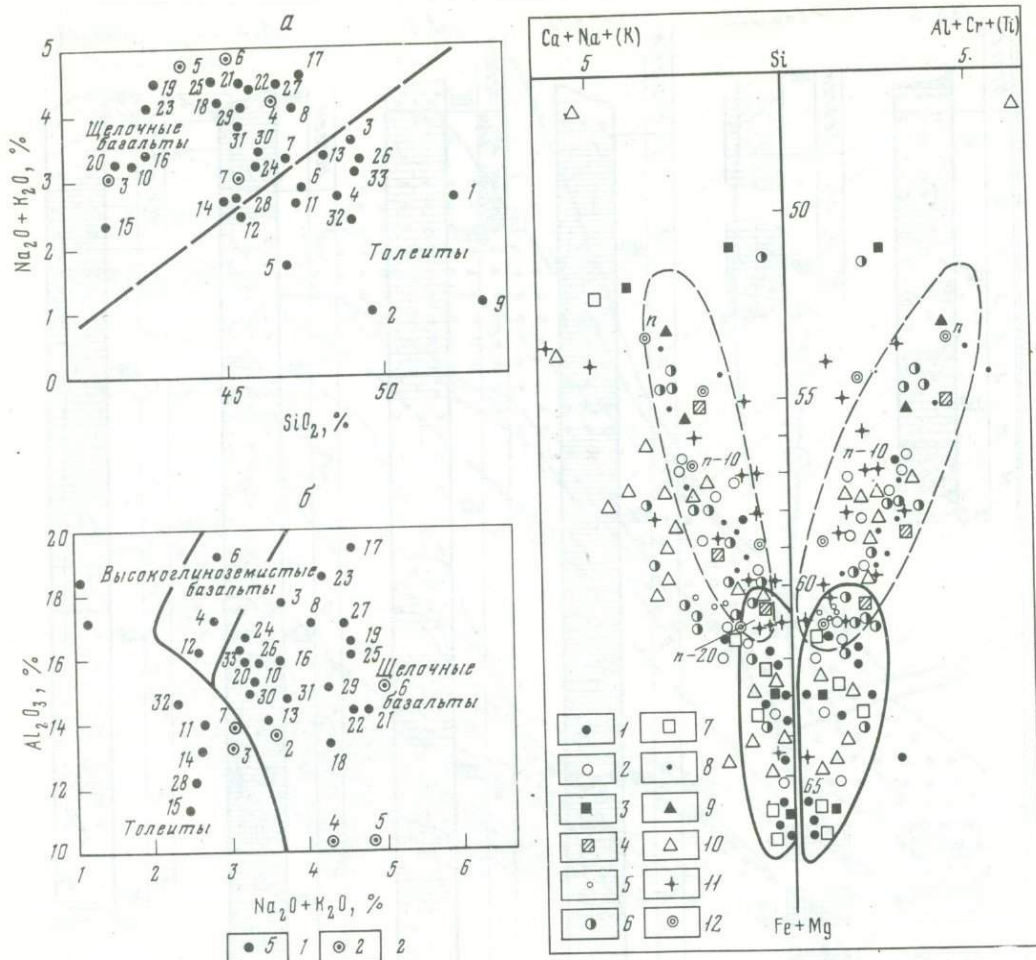


Рис. 5. Диаграммы зависимости содержания щелочей и кремнезема (а) и щелочей и глинозема (б) для океанических базальтов. Линия, отделяющая поле щелочных базальтов от поля толеитов, проведена по Макдональду и Кауре [Грин, Рингвуд, 1968]; границы полей устойчивости базальтов – по Куно [Грин, Рингвуд, 1968]

1 – точки пород офиолитовой ассоциации Карпат; 2 – мелафиры Карпат

Рис. 6. Диаграмма Л.В. Дмитриева изменения составов гипербазитов [Зоненшайн и др., 1976; Зоненшайн, Кузьмин, 1978]

1–11 – гипербазиты: 1 – Алтае-Саянской области, 2 – Корякии, 3 – Урала, 4 – массива Тродос на Кипре, 5 – массива Вуринос в Греции, 6 – Корнуэлла, 7 – Афганистана, 8 – Хан-Тайшира, 9 – Дзоленского массива, 10 – Сихотэ-Алиня, 11 – Карпат; 12 – лерцолиты и гарцбургиты океанов; n – пиролит; n-10 – пиролит за вычетом 10% выплавки базальта; n-20 – пиролит за вычетом 20% выплавки базальта; сплошной контур – поле альпинотипных гипербазитов, пунктирный – поле океанических гипербазитов, по Ю.М. Шейнману и Б.Г. Лутцу [1974]

до 1% и выше) (рис. 5). Геохимические особенности пород близки к характеристикам толеитовых серий современных океанов, по А.Е. Энгелу с соавторами [Engel et al., 1965]. Отношение Sr^{87}/Sr^{86} в них равно 0,703–0,7042 и близко к таковому для океанических серий с мантийным источником магм [Данилович, 1977]. Гипербазиты установлены только в Мармарошской зоне. Пространственно они сопряжены с фрагментами офиолитовой ассоциации и глаукофановыми сланцами, известными из бассейна Малой Угольки и руч. Квасного. Они принадлежат к типичным альпинотипным гипербазитам и на диаграмме Л.В. Дмитриева расположены в поле океанических гипербазитов (рис. 6).

В общем, характер пород фундамента Закарпатского прогиба, Пьенинской и Мармарошской зон позволяет говорить о формировании их в стадию растяжения (спрединга) и образования океанической коры (рис. 7). Он завершился, очевидно,

не раньше апта—альба, на что указывают породы офиолитовой ассоциации этого возраста [Лещух, 1973].

В раннем мелу условия растяжения сменились условиями сжатия. Эта стадия характеризуется возникновением зоны Беньофа и поддвиганием океанической коры под континентальную в направлении с юго-запада на северо-восток, что доказывается характерным распределением зон проявившегося позднее андезитового и кислого вулканизма, а также составом, петрологическими и геохимическими особенностями магматических образований. В сформированном между океаном и континентом желобе происходило неупорядоченное смешение (сгущивание) пород различного происхождения — осадочных и магматических, особенностью которых является интенсивная раздробленность, наличие зеркал скольжения, зон брекчирования, во многих случаях бескорневое, аллохтонное залегание. Это свидетельствует о том, что данные породы неоднократно подвергались воздействию тектонических процессов. Кроме того, в бассейне Малой Угольки и руч. Квасного установлены фрагменты глаукофановых сланцев, образовавшихся в условиях высоких давлений и низких температур и характерных для зон субдукции. Все это позволяет рассматривать выходы на поверхность мезозойских пород Пьенинской утесовой зоны и породы фундамента Закарпатского прогиба как составные части огромного полимиктового меланжа, образовавшего в конечном счете фундамент неогенового вулканического пояса. На островодужный (а не континентальный) характер этого фундамента указывают геофизические данные [Чекунов и др., 1969], свидетельствующие о сходстве его разреза с разрезом коры Японской островной дуги [Строев и др., 1973], а также особенности вулканизма [Данилович, 1975, 1977].

В это же время во внешней части Карпат, в миогеосинклиальной зоне, заложенной на континентальной окраине, началось накопление пород флишевой формации, также вызванное сменой тектонического режима. Область флишенакпления располагалась между крупными глубинными разломами — Закарпатским на юго-западе и Предкарпатским на северо-востоке, — достигавшими поверхности Мохоровичича и четко зафиксированными глубинным сейсмическим зондированием. Формирование флишевых отложений происходило на разновозрастном фундаменте, осложненном системой кордильер, которые предопределили разнофациальный состав флишевой формации и последующую структурно-тектоническую зональность (см. рис. 7). Миграция оси флишевого бассейна в направлении от внутренних частей к платформе и такая же последовательность складчатости выполняющих его пород обуславливались динамикой в зоне субдукции, т.е. скоростью поглощения океанической коры. Помимо кордильер, на процесс седиментации осадков флишевой формации (поздний мел—палеоген) большое влияние оказывали поперечные сводообразные поднятия. В результате на относительно небольших расстояниях резко менялись мощности и литологический состав отложений. В Западных Карпатах установлены гемеридные граниты верхнего мела и другие проявления кислого вулканизма (район Баховиц, Польша). На территории Украинских Карпат подобные образования отсутствуют и выявлены только привнесенные фации кислых пеплов малой мощности как в верхнем мелу, так и в палеогене.

В палеогене происходят полное закрытие океанического пространства, столкновение Паннонского микроконтинента с Евразийским континентом и выжимание пород, сформировавшихся в океаническую стадию, в сторону континентальной периферии с образованием односторонней для Украинских Карпат северо-восточной вергентности. Следует отметить, что на нашей территории сочленяются различные структурные элементы Западных и Восточных Карпат, связанные с эволюцией разных частей бассейна Тетиса. Западные Карпаты вместе с Восточными Альпами связаны с эволюцией пьенинской части океана [Дитрих, 1977], Восточные Карпаты — сиретской части [Herz, Savu, 1974; Săndulescu, 1975]. Шовной зоной пьенинской части закрывшегося океана является соответственно Пьенинская зона, а шовная зона сиретской части, закрывшейся несколько раньше (в конце мелового времени), трассируется более северными выходами фрагментов океанической коры (см. рис. 3).

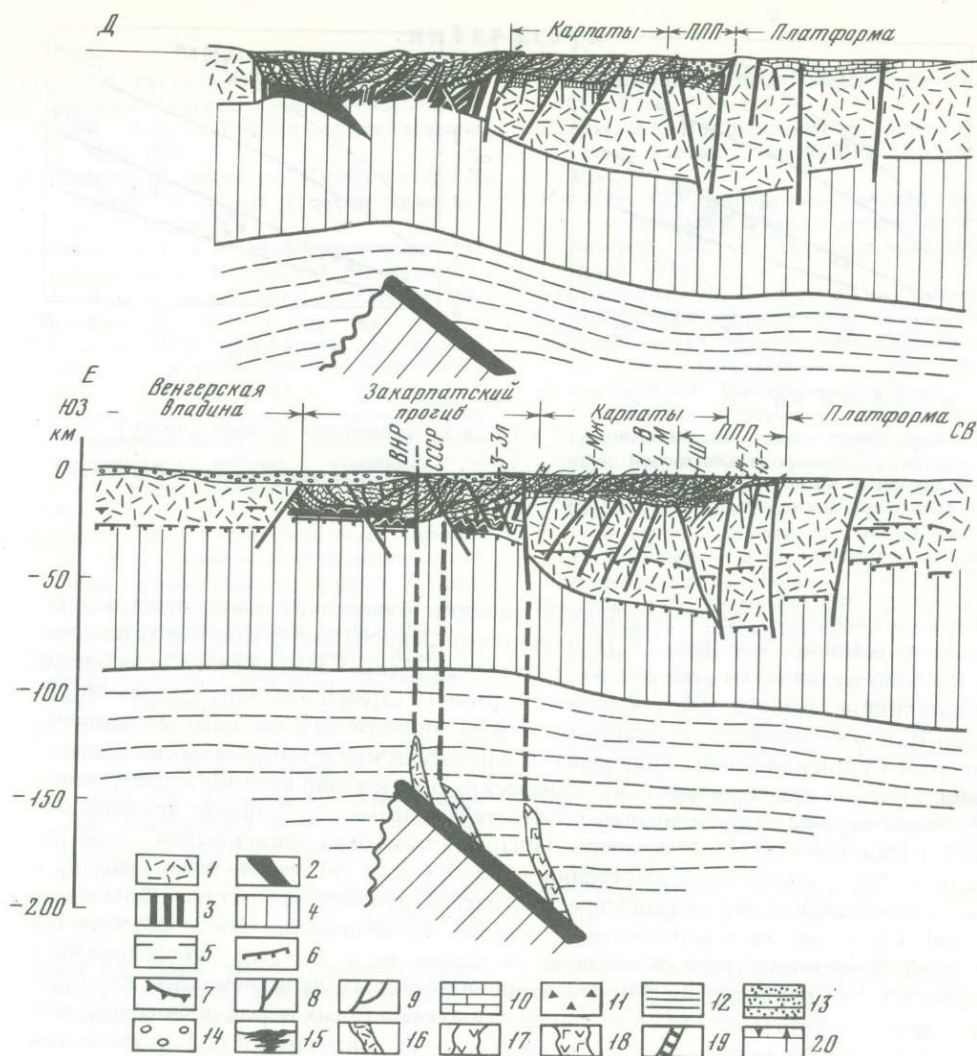


Рис. 7. Схема эволюции Украинских Карпат

А – триас; Б – юра; В – ранний мел; Г – поздний мел–палеоген; Д – ранний миоцен; Е – средний миоцен–плиоцен (на разрезе нанесены сейсмические границы, установленные ГСЗ по профилю МГ-III)

1 – континентальная кора; 2 – океаническая кора; 3 – кора переходного типа; 4 – верхняя мантия; 5 – астеносфера; 6 – раздел Мохоровичича; 7 – раздел Конрада; 8 – зоны разломов; 9 – линии надвигов; 10–14 – показательные формации: 10 – окраинных эпиконтинентальных морей (известняки, доломиты, мергели, песчаники, конгломераты и т.д.), 11 – рифтовой стадии (известняки, доломиты, кремнистые известняки, офиолиты, песчаники, конгломераты и т.д.), 12 – океанической стадии (кремнистые известняки, аргиллиты, радиолариты, яшмы), 13–14 – стадии субдукции (13 – флишевые, 14 – молассовые); 15 – вулканические образования островных дуг; 16 – комплексы кислого состава; 17 – комплексы андезитового состава; 18 – комплексы андезито-базальтового состава; 19 – зона Пенинских утесов; 20 – скважины (Б – Берегово, Зл-Залуж, Д – Добронь, С – Сокирница, Т – Тростянец, Тс – Тересва, М – Мизунь, Ш – Шевченково, Мж – Межгорье, В – Вышково)

ким образом, современную покровно-складчатую структуру Карпат можно рассматривать как конечный результат суммарного действия надвиговых усилий, направленных со стороны Закарпатья и поддвига Восточно-Европейской платформы.

В тороне в прогибание втягивается прилегающая часть платформы и начинают отлагаться верхние (морские) молассы Внешней зоны Предкарпатского прогиба. Тогда же в тыльной части Карпатского орогена заложился Закарпатский прогиб. В это время погружающаяся в астеносферу океаническая плита достигает глубин, где термодинамические условия способствуют частичному ее плавлению и подъему

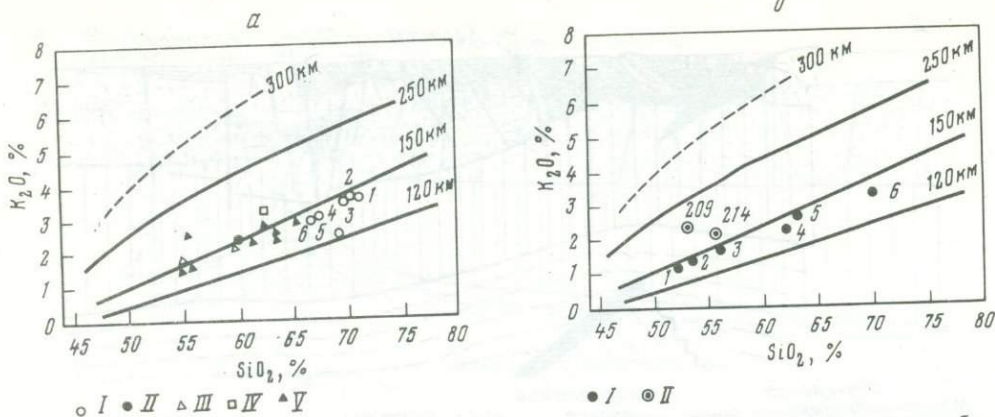


Рис. 8. Корреляция между содержаниями K_2O и SiO_2 в вулканических породах Карпат и глубиной залегания сейсмофокального слоя:
а – для пород кислого (I) и андезитового (II–V) состава, *б* – для пород андезито-базальтового (I–II) состава Выгорлат–Гутинской гряды

магм к поверхности, что обуславливает развитие интенсивного кислого и андезитового вулканизма (см. рис. 7). На территории Закарпатского прогиба установлены три зоны вулканизма (см. рис. 3): торгонская (баден) зона кислого вулканизма (новоселицкие туфы и туфы верхнего тортона), сарматская зона сопряженного кислого и андезитового вулканизма и зона андезито-базальтового вулканизма Выгорлат-Гутинской гряды (плиоцен). Петрологические и геохимические исследования показали принадлежность вулканических образований всех зон к известково-щелочным сериям островных дуг с самостоятельными глубинными источниками магм [Данилович, 1977]. С помощью бинарных диаграмм "окись калия – кремнекислота" были определены расстояния (110–200 км) до очагов магм (рис. 8) и тем самым установлено направление наклона погружающейся плиты [Данилович, 1976а]. Смещение же поверхностных проекций магматических очагов объясняется сложной динамикой горизонтальных смещений всей системы "сочленившийся континент–микроконтинент". В основании неогеновых вулканических зон бурением вскрыты фрагменты толщ неупорядочно смешанных пород разного возраста и формационной принадлежности, что указывает на совмещенность вулканических дуг и меланжа субдукции и свидетельствует о формировании Карпатской складчатой области по типу столкновения.

Формирование складчатой области Карпат и прилегающих прогибов завершилось в плиоцене, с этого времени на полностью осушенной территории стали преобладать геоморфологические процессы.

В заключение отметим, что предлагаемая модель развития Карпат является пока схематичной, отражающей лишь основные, качественно различные друг от друга периоды их истории. Возможно, не все известные факты нашли в ней свое место и не все детали строения и развития Карпат учтены. В дальнейшем она, безусловно, будет развиваться и уточняться, но уже сейчас применение для палеотектонических построений идей новой глобальной тектоники облегчает понимание таких явлений, как широкое развитие флишевых образований и их сложное покровно-складчатое строение с односторонней вергенцией в сторону Восточно-Европейской платформы; миграция оси флишевого и молассового бассейнов в направлении от внутренних частей к платформе и подобная же миграция складчатости: наличие фрагментов океанической коры и меланжа зоны субдукции; наличие мощных известково-щелочных вулканических серий островных дуг с глубинными независимыми источниками магм; особенности строения земной коры в Закарпатском прогибе, установленные геофизическими исследованиями, и некоторые другие, объяснение которых с иных позиций встречает определенные затруднения.

ЛИТЕРАТУРА

- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968.
- Данилович Л.Г. Магматизм Карпат и вопросы геодинамики. — Геол. и геохим. горюч. ископ., 1975, вып. 42.
- Данилович Л.Г. К вопросу о положении зон субдукции в Украинских Карпатах. — Геол. и геохим. горюч. ископ., 1976а, вып. 48.
- Данилович Л.Г. Офиолитовая ассоциация Карпат. — В кн.: Проблемы петрологии. Алма-Ата: Наука, 1976б, т. 1.
- Данилович Л.Г. Петрогенезис магматических образований Карпат по данным изучения изотопного состава стронция. — Геол. журн. АН УССР, 1977, т. 37, вып. 4.
- Данилович Л.Г., Скатынский Ю.П., Завьялова Т.В. О формационной принадлежности пород офиолитовой ассоциации Украинских Карпат. — В кн.: Материалы XI конгресса КБГА. Киев: Наук. думка, 1977.
- Дитрих Ф.Ж. Эволюция Восточных Альп: Рабочая гипотеза, основанная на тектонике плит. — Геотектоника, 1977, № 6.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Хан-Тайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов. — Геотектоника, 1978, № 1.
- Костюк В.П. Геолого-петрографічний нарис магматизму Карпат. Київ, Вид-во АН УРСР, 1961.
- Лещух Р.И. Новые данные о времени проявления вулканизма в междуречье Черного Черемоша и Тисы. — В кн.: Тектоника и полезные ископаемые запада Украинской ССР. Киев, 1973, т. 1.
- Ломизе М.Г. Позднеюрский вулканизм Восточных Карпат. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1968, № 6.
- Медведев А.П. Природа доальпийской структуры западной Украины и южной Польши: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Львов, 1976.
- Петрашкевич М.И. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Закарпатского внутреннего прогиба: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Львов, 1968.
- Свириденко В.Г. Геологическое строение до-неогенового фундамента Закарпатского прогиба: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Львов, 1973.
- Строев П.А., Гайнанов А.Г., Ващиллов Ю.Я. Структура коры и мантии в районе Японской островной дуги по гравиметрическим данным. — В кн.: Океанологические исследования. М.: Наука, 1973, № 23.
- Чекунов А.В., Ливанова Л.И., Гейко В.С. Глубинное строение земной коры и некоторые особенности тектоники Закарпатского прогиба. — Сов. геол., 1969, № 10.
- Шейнманн Ю.М., Лутц Б.Г. Естественные группы ультрабазитов, их значение для тектонического анализа. — Геотектоника, 1974, № 4.
- Engel A.E.J., Engel G.G., Havens R.G. Chemical Characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, vol. 76, N 7.
- Herz N., Savu H. Plate tectonics history of Romania. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, vol. 85, N 9.
- Săndulescu M. Essai de synthèse structurale des Carpathes. — Bull. Soc. géol. France. Ser. 7, 1975, t. XVII, N 3.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОДИНАМИКИ КАРПАТО-ДИНАРСКОГО РЕГИОНА

В настоящей статье с позиций тектоники плит рассматриваются особенности тектонической эволюции Карпато-Динарского сегмента Средиземноморского пояса и степень унаследованности современной структуры земной коры и сейсмогенных зон данного региона.

Главный вопрос в проблеме развития Карпато-Динарской геосинклинальной системы — механизм образования складчато-покровной Карпатской дуги. Попытки объяснить его поддвигом со стороны Восточно-Европейской платформы (и ее герцинского обрамления) [Bleahu et al., 1973; Horvath et al., 1975; и др.] либо расширением фундамента межгорной неогеновой Паннонской впадины [Милановский, 1978; Чекунов, 1976] представляются автору в равной степени несостоятельными. В пределах Карпатского форланда отсутствует необходимая для многостороннего поддвига система радиальных сдвигов; становление покровов в пределах Внутренних Карпат, обусловивших возникновение складчатой дуги, произошло задолго до миоцена, на протяжении раннего и позднего мела, а амплитуда неогеновых шарьяжей Внешних Карпат несоизмерима с одновозрастным расширением фундамента Паннонской и Трансильванской депрессий, составляющим десятки километров [Horvath et al., 1975]. В связи с этим кажется более реальным процесс тектонического выжимания Карпатских покровов в сторону форланда за счет перемещения с юго-запада, со стороны Динарид, жестких блоков литосферы (микроконтинентов) — Татранского и Виллянь-Бихорского. Для восстановления геодинамики этого процесса представляется целесообразным применить методику палинспастических реконструкций рассматриваемого региона на ряд этапов альпийского цикла: позднетриасовый, позднюрский и раннеэоценовый.

В связи с развитием идей новой глобальной тектоники за последние 7–8 лет было предложено большое количество вариантов палеотектонических реконструкций Средиземноморского пояса, включая и его Карпато-Динарский сегмент [Boccaletti et al., 1974; Channeile, Horvath, 1976; Chorowicz, Geysant, 1976; Dewey et al., 1973; Dimitrijevič, 1974; Handzi et al., 1974; Herz, Savu, 1974; Laubscher, 1971; Stegena et al., 1975; Зоненшайн, Городницкий, 1977]. Среди них наиболее информативны и тесно увязаны с этапами мезозойско-кайнозойского раскрытия Атлантики реконструкции Ж. Дьюи с соавторами [Dewey et al., 1973], Ж. Чэннела, Ф. Хорвата [Channeil, Horvath, 1976], Л.П. Зоненшайна и А.М. Городницкого [1977]. Однако во всех перечисленных работах, с одной стороны, в недостаточной мере учитываются особенности геологии Карпат и Динарид: строение доальпийского основания, наличие протяженных структурно-фациальных зон, с другой — сильно преувеличена роль раннемезозойской коры океанического типа, предполагаемой практически вокруг всех блоков континентальной коры: Апулийского, Родопского, Карнийского, Татранского, Мизийского и др.

В основу предлагаемых палинспастических реконструкций положены следующие группы признаков: геолого-тектонические, палеомагнитные и палеоклиматические. Геолого-тектонические критерии суммированы на прилагаемой схеме размещения основных тектонических элементов Карпато-Динарского сегмента альпид со снятым неоген-четвертичным чехлом в области Паннонской и Трансильванской впадин (рис. 1, см. вкл.). Она иллюстрирует: 1) типы земной коры, на которой развивались основные структурно-фациальные зоны (океаническая, утоненная и нормальная континентальная); 2) характер размещения доальпийских тектонических зон (палеозойских и докембрийских); 3) возраст альпийской складчатости (тектонического сучивания) в различных зонах; 4) амплитуду и направление крупных надвигов и шарьяжей. На основании перечисленных критериев и с учетом особенностей доальпийской структуры было произведено последовательное расправление на площади складчато-покровного комплекса Карпат и Динарид в направлении с северо-востока на юго-запад. При этом за относительно неподвижный элемент си-

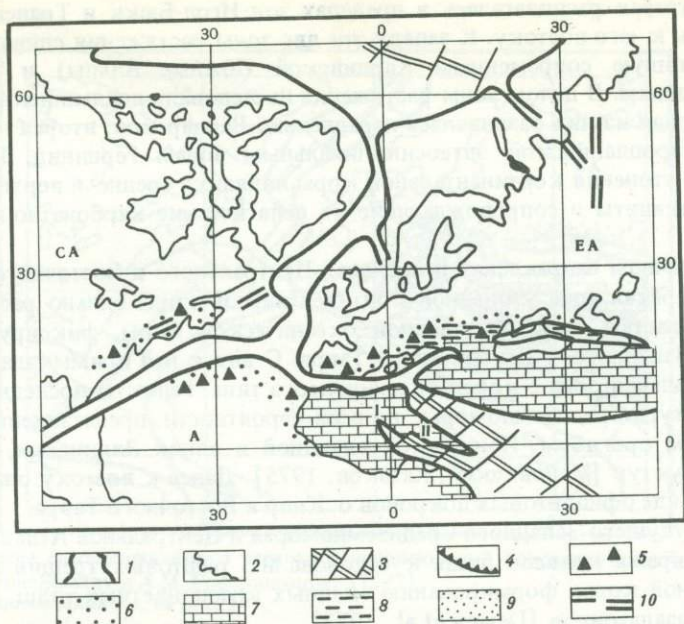


Рис. 3. Положение рассматриваемого региона в поздне триасовой реконструкции Тетиса и Атлантики, по Л.П. Зоненшайну и А.М. Городницкому [1977]

1 – контуры континентов и микроконтинентов; 2 – континенты в пределах современной суши; 3 – системы срединно-океанических хребтов и пересекающих их трансформных разломов; 4 – зоны субдукции, глубинных поддвигов и надвигов; 5–10 – формации: 5 – щелочных базальтоидов, 6 – красноцветная и эвапоритовая, 7 – карбонатная, местами бокситоносная, 8 – глинисто-терригенная, местами угленосная, 9 – флишевая, 10 – карбонатно-кремнистая, спилит-диабазовая. Континенты и микроконтиненты: СА – Северо-Американский, ЕА – Евроазиатский, А – Африканский, I – Апулийско-Адриатический, II – Южно-Анатолийский, III – Северо-Анатолийский и Иранский

стемы принят форланд Карпат и Балкан (окраина Восточно-Европейской платформы с ее герцинским обрамлением и Мизийская плита), сами Балканы также рассматриваются как существенно автохтонное сооружение.

Палеомагнитные данные по Средиземноморью и Атлантике, обобщенные по целому ряду публикаций [Зоненшайн, Городницкий, 1977; Городницкий и др., 1978; Boccaletti, Guazzone, 1970; Channell, Tarling, 1975; Channell, Horvath, 1976; Dewey et al., 1973; Günther, 1973; Handzi et al., 1974; Lowrie, Alvarez, 1974, 1975; Stefanović, 1974], позволили оценить максимальную величину раскрытия раннемезозойского Тетиса в рассматриваемом сегменте альпид, выявить характер дрейфа Африканской плиты относительно Европейской на протяжении юры и мела, а также определить направление и амплитуду горизонтального перемещения отдельных блоков континентальной коры (микроконтинентов): Апулийско-Адриатического, Виллань-Бихорского, Сардо-Корсиканского и др. При этом было учтено распространение в пределах Центрального и Западного Средиземноморья пород-индикаторов палеоклиматических условий: мезозойско-кайнозойских бокситов, углей, эвапоритов и характерных морских фаций Тетиса – ургонских известняков и пестроцветных глоботрункановых мергелей.

Ниже рассматриваются основные этапы альпийской истории формирования земной коры Карпато-Динарского региона.

В течение среднего–позднего триаса в пределах средиземноморской части Тетиса в обстановке общего растяжения происходило наращивание Африканской и Евразийской литосферных плит путем формирования утоненной континентальной и океанической коры в эвгеосинклиналиях (рис. 2, см. вкл., 3).

Образование утоненной континентальной коры в рассматриваемом регионе предполагается в пределах двух крупных зон. Первая из них охватывала современные внутренние зоны Динарид–Сербско-Субпелагонийскую, Словенско-Боснийскую и

Пиндскую; вторая располагалась в пределах зон Игол-Бюкк и Трансильванской, выклиниваясь к юго-востоку. К западу эти две зоны растяжения сливались в одну, соответствовавшую современным Карнийской (Южные Альпы) и Тосканской (Апеннины) зонам. В целом зоны растяжения наследовали доальпийский структурный план: первая из них развивалась параллельно Вардарской, вторая — Гемерско-Деловецко-Старопланинской эвгеосинклинальным зонам герцинид. Признаками растяжения и утонения континентальной коры являются средне- и верхнетриасовые основные вулканиты и сопровождающие их пелагические карбонатно-кремнистые отложения.

В юго-восточном направлении в пределах Центрального и Восточного Средиземноморья Динарская зона утоненной континентальной коры сильно расширялась и сменялась областью новообразованной океанической коры, фиксируемой ныне офиолитами Западного и Центрального Тавра. С юга к ней примыкала Эллинская эвгеосинклинальная зона с корой океанического типа. Реликты последней в современной структуре Средиземноморья, по всей вероятности, представлены Восточно-Адриатическим прогибом, Ионической впадиной и зоной Эллинских прогибов и блоковых структур [Маловицкий, Казаков, 1975]. Далее к востоку она прослеживается уже в виде офиолитовых покровов о. Кипр и Восточного Тавра.

На месте будущего Западного Средиземноморья и Центральной Атлантики растяжение в это время привело лишь к образованию рифтовых трещин и расколов континентальной коры, формированию мощных красноцветных толщ, эвапоритов и щелочных базальтоидов [Dewey et al., 1973].

На ранне-позднеюрском этапе в пределах Сербско-Субпелагонийской и Вардарской зон Динарид, а также Пьемонтско-Пьенинской зоны Альп и Карпат происходит формирование коры океанического типа. При этом сочленение Сербско-Субпелагонийской и Пьемонтско-Пьенинской зон осуществлялось, вероятно, по трансформному Загребскому разлому северо-восточного простирания (рис. 4, см. вкл., 5). Развитие коры океанического типа ныне фиксируется здесь массивами альпикотипных гипербазитов, мощными сериями базальтоидов и сопровождающих их верхнеюрских радиоларитов. Начиная с ранней юры в эвгеосинклинальных зонах Тетиса одновременно с наращиванием океанической коры происходило интенсивное раскрытие Центральной Атлантики. В поздней юре — раннем между этот процесс привел к значительному перемещению против часовой стрелки Африканского континента и сближению его с Евразийским. В связи с этим вдоль северных окраин Сербско-Субпелагонийской и Вардарской эвгеосинклиналей в титоне — валанжине начали формироваться зоны глубинного поддвига (субдукции), а в их тылу, в области флишевых Карпат и Альп, образовались протяженные зоны растяжения континентальной коры — структуры типа краевых морей (Мечек-Кричевская, Валиско-Южно-Магурско-Трансильванская и Раховско-Северинская). Зоны субдукции характеризуются образованием титон-неокомского флиша, олистостром, а структуры типа краевых морей с утоненной континентальной корой — развитием разновозрастных основных вулканитов и глубоководных карбонатно-кремнистых отложений. В целом области позднеюрского растяжения оказались в значительной степени секущими по отношению к каледоно-герцинским структурам данного региона.

Перечисленные выше раннемезозойские эвгеосинклинальные зоны были разделены блоками континентальной коры (микроконтинентами), где в течение триаса — юры шло преимущественное накопление мелководных карбонатных толщ. С континентальными перерывами было связано образование бокситов и угленосных отложений.

Последующие эпохи регионального сжатия и складчатости — ранне-, средне- и позднеальпийская — представляли собой последовательные этапы сближения Африканской и Евразийской литосферных плит, вызванного дальнейшим раскрытием Центральной и Северной Атлантики. При этом в зонах субдукции происходило сокращение (поглощение) ранее сформированной океанической и утоненной континентальной коры. Последовательное вовлечение в зоны субдукции все более внутренних частей сближающихся плит привело к миграции складчатости (начиная с раннего мела) от осевых зон Карпато-Динарской геосинклинали к ее периферии.

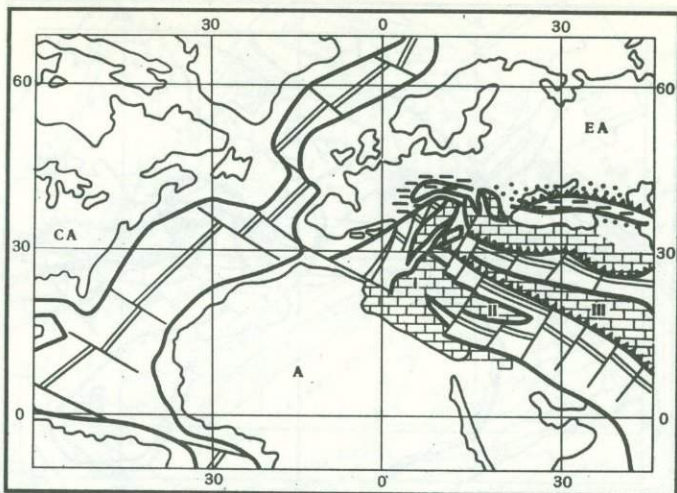


Рис. 5. Положение рассматриваемого региона в позднеюрской реконструкции Тетиса и Атлантики, по Л.П. Зоненшайну и А.М. Городницкому [1977]
Условные обозначения см. на рис. 3

Этот процесс сопровождался миграцией в том же направлении флишевых прогибов, а в их тылу — областей андезито-базальтового вулканизма. Первые представляли собой аналоги современных глубоководных желобов, областей континентального склона и подножия, вторые — зоны островных дуг. Наиболее интенсивно процесс островодужного андезито-базальтового вулканизма и сопровождающего гранитного магматизма проявился в тыльной части Вардарской зоны — в пределах Сербско-Македонского массива и Среднегорской зоны Балканид.

Раннеальпийская эпоха регионального сжатия (титон—ранний мел) включает в себя позднекиммерийскую и австрийскую фазы складчатости, которые отчетливо проявились в пределах внутренних зон Динарид (Вардарской, Сербско-Субпелагонийской), а также Восточных и Южных Карпат (Мурешской, Игол-Бюкк, Трансильванской, Чахлеу и Северинской). На этом этапе, по палеомагнитным данным [Dewey et al., 1973], происходило перемещение против часовой стрелки Африканского континента относительно Евразийского; это привело к значительному сближению Апулийско-Адриатического выступа Африканской плиты с Европейским форландом и выжиманию к северо-востоку промежуточных микроконтинентов: Пелагонийского, Сербско-Македонского, Фэгэраш-Гетского, Виллянь-Бихорского, Трансильванского и Мармарошского.

Среднеальпийская эпоха регионального сжатия (поздний мел—палеоцен) включает субгерцинскую, гозаускую и ларамийскую фазы складчатости, наиболее интенсивно проявившиеся во внутренних зонах Альпийско-Западно-Карпатского и Южно-Карпатского сегментов рассматриваемого региона: Пьемонтской, Пьенинской, Средних и Верхних Австрид, Татранско-Гемерской, Мечек-Кричевской, Северинской и Фэгэраш-Гетской. В это время перемещение Африканского континента относительно Европейского происходило в северо-западном направлении [Dewey et al., 1973], что и обусловило, по всей вероятности, возникновение максимального сжатия вдоль юго-восточного и северо-западного флангов Альпийско-Карпатской геосинклинали. В области Внутренних Динарид на данном этапе фиксируются продольные (северо-западные) правосдвиговые перемещения [Dimitrijević, 1974; Channell, Horvath, 1976].

С позднемелового времени процесс сближения Африканской и Европейской литосферных плит сопровождается разворотом в направлении против часовой стрелки Апулийско-Адриатического континентального блока, отделившегося от Африканской плиты субширотным трансформным разломом (правым сдвигом) — продолжением Азорской трансформы Атлантики (рис. 6, см. вкл., 7). Для среднеальпийского этапа этот разворот составил $30-45^\circ$ [Channell, Tarling, 1975; Lowrie,

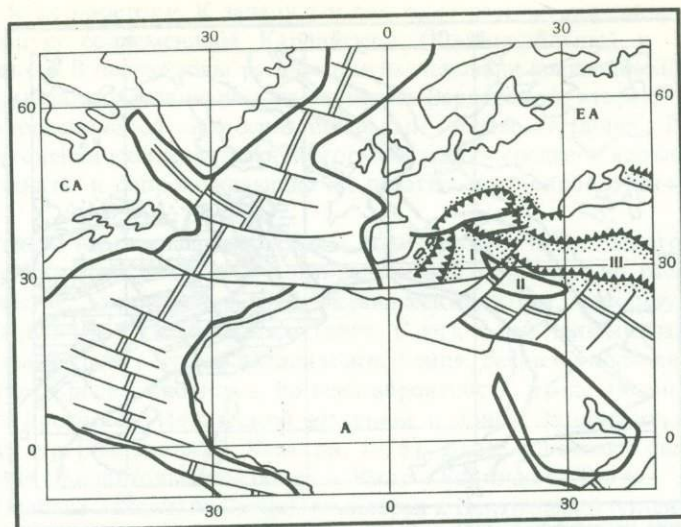


Рис. 7. Положение рассматриваемого региона в поздне меловой реконструкции Тетиса и Атлантики, по Л.П. Зоненшайну и А.М. Городницкому [1977]
Условные обозначения см. на рис. 3

[Alvarez, 1974, 1975]. Причиной подобного автономного перемещения Апулийско-Адриатического блока явилась, вероятно, максимальная скорость спрединга в пределах Центральной Атлантики. Кроме того, с этим этапом могло быть связано начало раскрытия Болеарско-Лигурийской (или Алжиро-Прованской) области океанизации, приведшего на последующем позднеальпийском этапе к развороту против часовой стрелки Сардо-Корсиканского блока континентальной коры [Dewey et al., 1973; Voccaletti, Guazzone, 1970].

Активное перемещение к северо-востоку Апулийско-Адриатического блока вызвало значительное выжимание в том же направлении Татранско-Гемерского и Виллань-Бихорского блоков. Их смещение контролировалось системой субширотных сдвигов: правосторонних на юге (Скутари-Печ, Трансданубский) и левосторонних на севере (Сестри-Вольтаджио, Загребский). Во фронте надвигавшихся к востоку и северо-востоку жестких блоков, в пределах флишевого прогиба Внешних Карпат в течение позднего мела—эоцена сформировалась система продольных поднятий — кордильер (Северо-Пьенинская, Мармарошская, Силезская, Субсилезская, Кумане, см. рис. 4), представлявших собой сколы фундамента Европейского форланда. Последние обусловили фациальное разнообразие карпатского флиша, накопившегося в пределах протяженных узких трогов. Северо-Пьенинская и Мармарошская кордильеры, кроме того, явились естественными барьерами для развития в пределах Внутренних Карпат и Динарид характерных фаций Тетиса: ургонских известняков и глоботрункановых мергелей.

Таким образом, к концу среднеальпийского этапа складчатости были в общих чертах сформированы Карпатская дуга и система ограничивающих ее с флангов региональных сдвигов.

Позднеальпийская эпоха регионального сжатия (олигоцен—миоцен) включает пиренейскую, савскую, штирийскую и аттическую фазы складчатости. Они проявились главным образом в пределах внешних, миогеосинклинальных зон Карпат и Динарид (см. рис. 1). Одновременно произошло дозакрытие областей с утоненной континентальной корой — структур типа краевых морей (Раховско-Буркутская, Валиско-Южно-Магурская, Мечек-Кричевская зоны) либо окраин дислоцированных ранее впадин с корой океанического типа (Словенско-Боснийская, Будва (Пиндская) зоны). В систему позднеальпийских надвигов и покровов, синформ и антиформ были вовлечены также и некоторые наиболее внутренние зоны Карпат, Динарид и Альп-Пьемонтская (Нижних и Верхних Австрид), Пьенинская, Субпела-

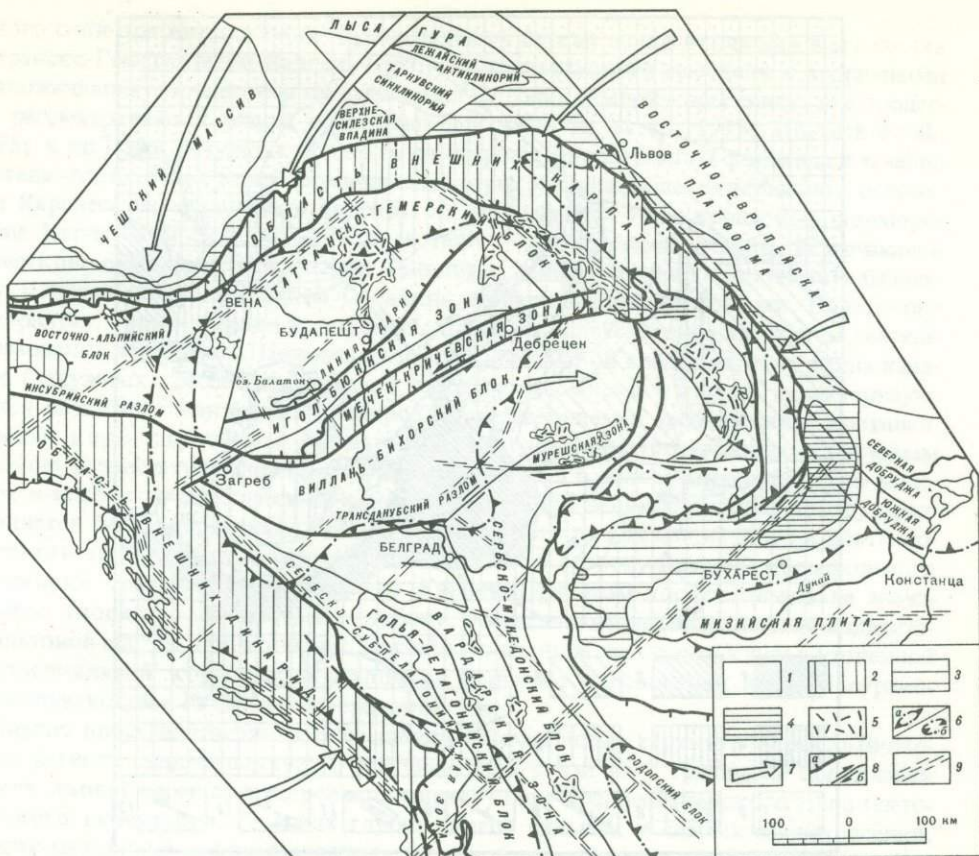


Рис. 8. Геодинамическая схема Карпато-Динарского региона

1–6 – области: 1 – ранне- и среднеальпийской консолидации, 2 – позднеальпийских покровно-складчатых деформаций, 3 – миоценового погружения форланда, 4 – плиоценового погружения форланда, 5 – позднеальпийского вулканизма, 6 – поднятия (а) и погружения (б) верхней мантии; / – направление и амплитуда горизонтального перемещения литосферных блоков; 8 – зоны крупных надвигов (а) и сдвигов (б); 9 – зоны современных сейсмогенных структур

гонийская и Пелагонийская, претерпевшие тектоническое сжатие на ранне- или среднеальпийском этапе.

Геодинамическая обстановка в олигоцене–миocene была сходной с предыдущим этапом – перемещение Африки относительно Европейского континента происходило в северо-северо-западном направлении [Dewey et al., 1973]; продолжалось смещение к северо-востоку Апулийско-Адриатического блока с разворотом против часовой стрелки на $15\text{--}20^\circ$ [Lowrie, Alvarez, 1975]. Суммарный эффект этих движений привел к дальнейшему выжиманию к северо-востоку спаянных ранне- и среднеальпийской складчатостью двух жестких массивов: Татранско-Гемерского на севере и Виллянь-Бихорско-Трансильванско-Мармарошского на юге – с образованием перед ними современной складчато-покровной Карпатской дуги, а на ее вытянутых флангах (южно- и северокарпатском) – сдвиговых зон Скутари-Печ-Вранча и Фриули-Братислава (рис. 8). С юго-запада Татранско-Гемерский и Виллянь-Бихорский массивы были ограничены глубинным поддвигом Апулийско-Адриатического блока, проходившим в основании Словенско-Боснийской зоны Динарид.

На современном этапе развития Карпато-Динарский регион представляет собой консолидированный Паннонский блок литосферы с аномальным положением и свойствами верхней мантии, ограниченный системой лево- и правосторонних сдвигов северо-восточного простирания, активной зоной глубинного поддвига (субдукции) вдоль северо-восточной окраины Апулийско-Адриатического блока и зоной глубинного надвига вдоль внутреннего края Карпат, с реликтовой зоной Беньюфа в изгибе

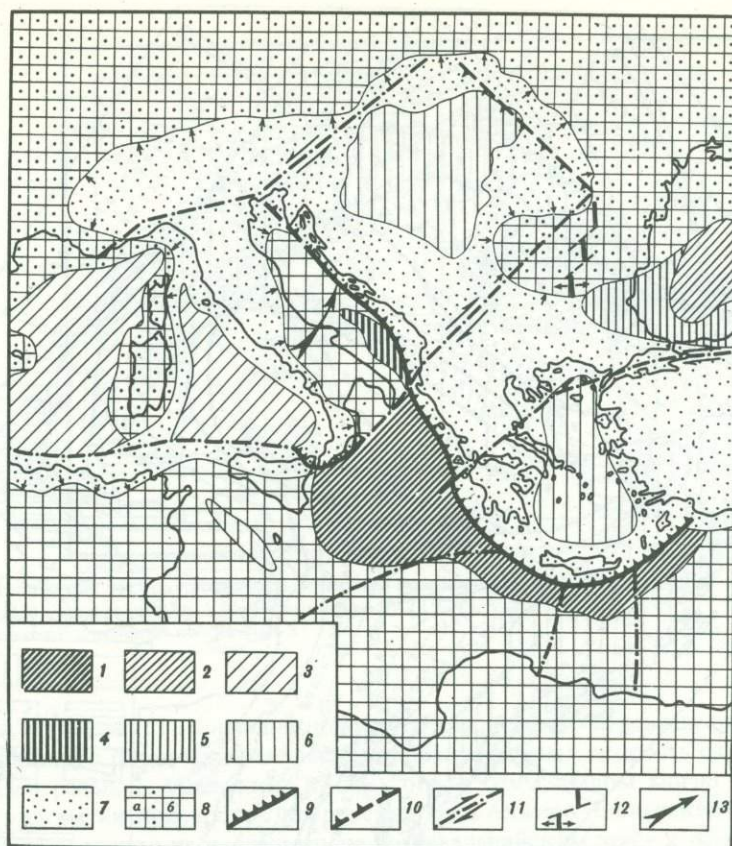


Рис. 9. Схема современного расположения основных структурных элементов земной коры и сейсмогенных структур Карпато-Динарского региона

1-3 – области развития коры океанического типа: 1 – раннеальпийская реликтовая (Ионическая, Эллинская), 2 – среднеальпийская новообразованная (Болеарская, Черноморская), 3 – позднеальпийская новообразованная (Тирренская); 4-6 – области развития утоненной континентальной коры: 4 – раннеальпийская реликтовая (Адриатическая), 5 – среднеальпийская новообразованная (Мизийская), 6 – позднеальпийская новообразованная (Паннонская, Эгейская); 7-8 – области: 7 – тектонического скучивания континентальной коры, 8 – континентальной коры, не претерпевшие значительной альпийской переработки (а – Европейская, б – Африканская плиты); 9-12 – региональные сейсмогенные структуры (зоны): 9 – глубинных поддвигов (субдукции), 10 – глубинных надвигов, 11 – сдвигов, 12 – растяжения; 13 – направления активных горизонтальных перемещений литосферных блоков

Карпатской дуги (район Вранча). Такая динамическая система взаимодействия крупных блоков и литосферных плит наилучшим образом объясняет строение земной коры и пространственное положение коровых и мантийных источников землетрясений Карпато-Динарской системы.

Увеличение мощности земной коры в зонах складчатых сооружений Динарид и Карпат связано со "скучиванием" сиалического материала. Последнее было обусловлено как процессами интенсивного позднеальпийского поддвижения, максимум которого приходится на активный Апулийско-Адриатический блок в зоне Динарид, где наибольшая мощность коры (40-45 км) фиксируется в пределах складчатого сооружения, так и интенсивного надвижения в зоне контакта (упора) Восточно-Европейской платформы и флишевых Карпат, со смещением максимума мощности коры (60-65 км) в сторону предгорного прогиба (см. рис. 5). Различия в механизме деформации литосферы в зонах активного поддвига и надвига обусловили, таким образом, различные соотношения между положением глубинных границ и приповерхностными геологическими структурами.

Утонение земной коры (до 25-30 км) в пределах Паннонского блока Карпато-Динарской системы можно объяснить первичным срезанием ("сдиранием") базаль-

тового слоя при интенсивном горизонтальном перемещении входящих в его состав Татранско-Гемерского и Виллянь-Бихор-Трансильванского массивов и вторичными (наложенными) процессами проплавления и эрозии земной коры снизу. Эти процессы рассматриваются рядом исследователей [Bleachu et al., 1973; Horvath et al., 1975; и др.] как результат поддвига со стороны Европейского форланда в течение неогена—плейстоцена клина океанической коры, располагавшейся первично в основании Карпатского флишевого прогиба. На миоценовом этапе произошло формирование Карпатской складчатой, а в ее тылу — вулканической дуги, включающей известково-щелочные образования (риолиты, дациты, андезиты и андезито-базальты) Центральной и Восточной Словакии, Северо-Восточной Венгрии, Советского Закарпатья, Трансильвании и Апусеней. С плиоцен-плейстоценовым этапом связано образование в пределах Паннонской и Трансильванской впадин структур типа краевых (задужных) бассейнов западной части Тихоокеанского кольца, характеризующихся развитием мантийных диапиров, проплавлением и эрозией снизу континентальной коры, щелочным базальтовым вулканизмом, повышенным тепловым потоком и изостатическим проседанием. Принимая в целом вышеописанный механизм и исходя из палеотектонических особенностей данного региона, автору представляется более вероятным считать ведущим для позднеальпийского и неотектонического этапов процесс активного надвигания в сторону Европейского форланда внутренних континентальных блоков Карпат. При этом погруженными на значительную (порядка 135—165 км) глубину, обеспечивающую выплавление андезито-базальтовой магмы и образование мантийного диапира, оказались клинья утоненной континентальной коры, располагавшейся первично в основании Южно-Магурско-Трансильванской и Раховско-Северинской зон.

Анализ пространственного размещения сейсмогенных структур Карпато-Динарского региона свидетельствует о закономерной связи их с границами подвижных блоков земной коры, сформировавшимися к концу позднеальпийского этапа тектонического скупивания. Различия глубин очагов сильных и слабых землетрясений, а также механизма деформирования среды в очаговых зонах связаны с различиями в характере и степени современной тектонической подвижности отдельных блоков и литосферных плит. Высокая сейсмичность приурочена к отдельным отрезкам зон правостороннего сдвига Сицилия — Скутари-Печ — Вранча и левостороннего сдвига Фриули—Братислава и к зоне поддвига Апулийско-Адриатического блока; слабая сейсмичность — к зоне Карпатского глубинного надвига. Для Альпо-Карпато-Динарского региона в целом характерны коровые землетрясения (с глубиной очагов 10—20, редко до 30—40 км), в то время как Балкано-Эгейский регион, отделенный от первого глубинным сдвигом Сицилия—Вранча, сейсмичен на всю мощность земной коры и 100—200 км верхней мантии [Безр, Шукин, 1978]. Последнее обстоятельство связано, вероятно, с большей тектонической активностью данного региона: существованием современной зоны субдукции вдоль внешнего края Эллинско-Критской островной дуги и Эгейского краевого (задужного) бассейна с утоненной континентальной корой.

На основании проведенного анализа эволюции земной коры и сейсмичности Карпато-Динарской системы и прилегающих частей Центрального Средиземноморья представляется возможным наметить схему современного размещения основных структурных элементов литосферы данного региона и выделить области с корой океанического типа (реликтовой и новообразованной), с утоненной континентальной корой (реликтовой и новообразованной), с континентальной корой тектонического скупивания, с континентальной корой, не претерпевшей значительной альпийской переработки (рис. 9).

Границы разнородных литосферных блоков представляют собой систему региональных сейсмогенных структур, среди которых можно выделить зоны глубинных поддвигов, надвигов, сдвигов и растяжения. Большая часть этих глубинных нарушений развивается со средне- или позднеальпийского этапа складчатости, что свидетельствует об унаследованном характере современной геодинамической обстановки в пределах Карпато-Динарского сегмента Средиземноморского пояса.

1. Эвгеосинклинальные зоны Динарид и Карпат различаются как по времени своего заложения, так и по положению в области мезозойского Тетиса. Первые развивались с триаса и представляли собой северо-западное замыкание собственно океанических структур. Вторые заложались в конце поздней юры и входили в состав системы краевых морей, располагавшихся вдоль северной окраины Тетиса. Их образование было связано с активным раскрытием Центральной Атлантики и началом формирования зон поглощения океанической коры в пределах Тетиса.

2. Образование Карпатской дуги началось в раннем мелу. Оно было вызвано как последовательным сближением Африканской и Европейской плит, так и разворотом против часовой стрелки Апулийско-Адриатического блока. В процессе миграции Карпатских покровов к северо-востоку, в сторону Европейского форланда, ведущую роль играли две системы сдвигов, расположенных на флангах дуги: Фриули—Братислава и Скутари—Печ—Вранча.

3. Предлагаемые палинспастические реконструкции позволяют оценить амплитуду сокращений первичной ширины альпийской геосинклинали: для Динарской ветви — как пятикратную (от 1300 до 250 км), для Карпатской ветви — как трех-четырехкратную (от 1000 до 250—300 км).

4. Современный геодинамический режим в пределах Карпато-Динарского сегмента Средиземноморского пояса в значительной мере унаследован от позднеальпийского этапа тектонического скупивания.

ЛИТЕРАТУРА

- Безр М.А., Шукин Ю.К. Геодинамика и сейсмичность Карпато-Динарской системы. — In: Proceeding of the Symposium on the Analysis of Seismicity and on Seismic Risk, Ziblice, 1977. Prague: Academia, 1978.
- Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г. Реконструкции положения материков в фанерозое. М.: Наука, 1978.
- Зоненшайн Л.П., Городницкий А.М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. — Геотектоника, 1977, № 3.
- Маловицкий Я.П., Казаков О.В. Тектоническая карта дна Средиземного моря. — В кн.: Гидрологические и геологические исследования Средиземного и Черного морей/Под ред. Я.П. Маловицкого. М., 1975.
- Милановский Е.Е. Кинематика тектонических движений Средиземноморского геосинклинального пояса в орогенном этапе альпийского цикла. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса: Тезисы докладов. М., 1978.
- Петрашкевич М.И. и др. Геологическое строение Закарпатского внутреннего прогиба. — В кн.: Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. М.: Недра, 1971.
- Тектоническая карта Карпато-Балканской горной системы и прилегающих областей. М-б 1 : 1 000 000/Под ред. М. Магела. Братислава, 1973.
- Чекунов А.А. Геология Украины, сопредельных районов Тетиса и новая глобальная тектоника. — Геол. журн., 1976, т. 36, № 3.
- Bleachu M., Boccaletti M., Manetti P., Peltz S. Neogene Carpathian Arc: A continental arc displaying the features of an "Island arc". — J. of Geophys. Res., 1973, vol. 78, N23.
- Boccaletti M., Guazzone G. La migrazione terziaria dei bacini toscani e la rotazione dell'Apennino Septentrionale in una "zona ditorzione" per deriva continentale. — Mem. Soc. geol. ital., 1970, vol. 9.
- Boccaletti M., Manetti P., Peccerillo A. Hypothesis of the plate tectonic evolution of the Carpatho-Balkan Arcs. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, vol. 23.
- Channell J., Horvath F. The African/Adriatic promontary as a palaeogeographical premis for Alpine orogeny and plate movements in the Carpatho-Balkan region. — Tectonophysics, 1976, vol. 35, N 1/3.
- Channell J., Tarling D. Palaeomagnetism and the rotation of Italy. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 25.
- Chorowicz J., Geysant J. La paleofaillie transformante Split-Karlovac-Vienne, introduction a un modèle d'évolution des chaines Alpines de l'Europe Moyeane. — Rev. géogr. phys. et géol. dyn. (2), 1976, vol. 18, fasc. 1.
- Ciupagea D., Pauca M., Ichim T. Geologia depre-siunii Transilvaniei. Bucureti, 1970.
- Dewey J., Pimenn W., Ryan W., Bonnin J. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84.
- Dimitrijević M. The Dinarides: a model based on the New Global Tectonics. — In: Metallogeny and Concepts of the Geotectonic Development of Yugoslavia. Belgrade, 1974.
- Günther K. Ergebnisse meeresgeologischer und geophysikalischer Untersuchungen in der nordlichen Tyrrhenie und im Ligurischen Meer und ihre Konsequenzen für die Deutung der Orogenese des Nordapennins. — Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Abh., 1973, Bd. 142, N 3.
- Handzi F., Pantic N., Aleksic V., Kalenic M. The Alpides of southeastern Europe in the

- light of plate tectonics. — In: *Metallogeny and Concepts of the Geotectonic Development of Yugoslavia*. Belgrade, 1974.
- Herz N., Savu H.* Plate tectonics history of Romania. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1974, vol. 85, N 9.
- Horvath F., Stegena L., Geczy B.* Ensimatic and ensialic interarc basins: Comments on "Neogene carpathian Arc: A Continental Arc Displaying the Features of an Island Arc" by M. Bleahu, M. Boccaletti, F. Manetti, S. Peltz. — *J. Geophys. Res.*, 1975, vol. 80, N 2.
- Laubscher H. von.* Das Alpen-Dinariden-Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys. — *Geol. Rdsch.*, 1971, Bd. 60, N 3.
- Lowrie W., Alvarez W.* Rotation of the Italian Peninsula. — *Nature*, 1974, vol. 251.
- Lowrie W., Alvarez W.* Paleomagnetic evidence for rotation of the Italian Peninsula. — *J. Geophys. Res.*, 1975, vol. 80, N 11.
- Neretec F., Kosak A.* Донеогеновое основание словацкой части Венского бассейна. — *Miner. slovaca*, 1976, vol. 8, N 6.
- Sandulescu M.* Essai de Synthèse structurale des Carpathes. — *BSGF*, 1975, vol. 17, N 7.
- Stefanovič D.* Paleomagnetic verification of some current hypotheses on the tectonics of Yugoslavia and surrounding regions. — In: *Metallogeny and Concepts of the Geotectonic Development of Yugoslavia*. Belgrade, 1974.
- Stegena I., Géczya B., Horvath F.* Late cenozoic evolution of the Pannonian Basin. — *Tectonophysics*, 1975, vol. 26.
- Tozser J., Rudinec R.* Geologicka stavba a nerastne suroviny Neogenu Vychodneho Slovenska a jeho podlozia. — *Miner. slovaca*, 1975, vol. 7, N 3.
- Wein G.* Zur Kenntnis der tektonischen Strukturen im Untergrund des Neogens von Ungarn. — *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, 1973, Bd. 116.

СТАНОВЛЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ ПРИЧЕРНОМОРЬЯ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

Несмотря на очевидный прогресс, достигнутый за последнее десятилетие, следует отметить, что история геологического развития и структурный план территории, охватывающей южную часть Восточно-Европейской платформы и смежную с ней область Причерноморья, остаются еще во многом не выясненными и восстанавливаются с различной степенью детальности и достоверности лишь начиная с позднего рифея. Все, что имело место в более древние эпохи, а это почти три четверти документированной геологической истории Земли, или не затрагивается вовсе, или же сводится к высказыванию, что на рассматриваемой территории господствовал геосинклинальный режим. Между тем именно в докембрии кроется загадка формирования ряда особенностей тектоники основных геоструктурных элементов земной коры [Бельков и др., 1974], так как специфика развития последней на этом раннем этапе геологической истории во многом предопределила дальнейшую геологическую эволюцию региона.

Успехи изучения геологии раннего докембрия убеждают в справедливости тех воззрений, согласно которым развитие земной коры в архейское время протекало в несколько отличной от более поздних эпох геодинамической обстановке. Это, а также новый подход к проблеме становления и эволюции континентальной земной коры [Пейве и др., 1976] позволяют по-новому подойти к выяснению истории геологического развития территории юга европейской части СССР.

Самыми древними (3550–2700 млн. лет) подразделениями архея рассматриваемого участка земной коры являются конкско-верховцевская серия Среднего Приднепровья и близкие ей по возрасту и вещественному составу днестровско-бугская, западноприазовская и обоян-михайловская серии Побужья, Приазовья и Воронежско-Курского массива (ВКМ). Вещественно-структурные комплексы, отвечающие перечисленным сериям и представленные близкими по составу основными вулканитами (преобладающими в нижней части разреза), первично-осадочными отложениями и вулканическими формациями спилито-кератофирового ряда, позволяют считать, что южная часть территории современной Восточно-Европейской платформы претерпела в архейскую эру океаническую стадию развития. Протокора, сложенная образованиями меланократового фундамента (аподуниты, перидотиты, серпентиниты и амфиболиты Приднепровья, гарцбургиты, оливиниты, пироксениты, горнблендиты, серпентиниты, габбро, габбро-нориты и габбро-амфиболиты Побужья, перидотиты, пироксениты и габброиды Приазовья, серпентиниты и габбро-амфиболиты ВКМ), характеризовалась слабой дифференцированностью — в Среднем Приднепровье и Побужье, а также в области ВКМ можно наметить лишь обособленные изометрические бассейны, которые разделялись участками относительной стабильности. Накопившиеся в них мощные (от 8000–10000 до 15000 м) вулканогенно-осадочные толщи совместно с породами меланократового фундамента подверглись метаморфизму (до амфиболитовой и гранулитовой фаций) и локальной гранитизации. При этом наиболее раннее (3200–2830 млн. лет) гранитообразование отличалось преимущественно плагиогранитным и диоритовым составом, отвечавшим началу переходной стадии, а конечные этапы этого процесса ознаменовались калиевым метасоматозом с внедрением плагиоклаз-микроклиновых и аплит-пегматоидных гранитов (2710–2660 млн. лет). В результате уже в конце архея в Приднепровье, Побужье и в пределах ВКМ образуются первые участки с гранитно-метаморфическим слоем, которые в дальнейшем выступали как стабильные блоки по отношению к районам, где кора продолжала оставаться близкой к океаническому типу (Кировоградский сегмент, Приазовье).

Были ли подобные массивы распределены равномерно на поверхности Земли, или расположены так, как это имеет место теперь, или же объединены в единую

массу, подобную Пангее, которая затем расчленилась в процессе дрейфа ее фрагментов? П. Фурмарье [1971], например, полагает, что первичный сialь сконцентрировался в семи особых пунктах поверхности Земли, создав, таким образом, исходные области семи крупных континентов. По мнению других исследователей [Engel, Kelm, 1972; Hurley, Rand, 1969; Энгель А., Энгель Ц., 1972; Piper et al., 1973; Монин, Сорохтин, 1977], такие массивы были значительно более сближены, чем теперь, и соединены в один или, возможно, два мегаконтинента. Согласно реконструкции, в северной части локализуются самые древние породы Канады, Гренландии, Скандинавии, Украины и Сибири, образующие в комплексе Лавразию, а в южной — породы Африки, Южной Америки, Индии, Австралии и Антарктиды, представляющие собой части Гондваны. Такая рисовка, как бы гипотетически она ни выглядела, представляет определенный интерес, тем более если принять во внимание значительное сходство особенностей тектонического развития основания Украинского и Канадского щитов [Доброхотов, 1967; Гафаров, 1976; Дементьев и др., 1974], предполагающее существование тесных связей между этими областями в архейскую эпоху. В целом единого мнения об облике поверхности Земли в этот древнейший этап ее развития у исследователей пока нет. В настоящее время можно говорить более или менее определенно только о том, что распределение в пространстве бассейнов с океанической и областей с континентальной корой в геологической истории не было постоянным.

В итоге тектоно-магматических событий, завершивших архейский этап, образовалась почти половина существующих ныне гранитоидов [Ронов, 1964], в процессе становления которых кора гранито-гнейсовых массивов приобрела уже значительную мощность, правда меньшую, чем у современных континентов. Появление значительных масс продуктов как осадочной, так и магматической дифференциации среднего и особенно кислого состава, а также образование в рамках двух (или одного) мегаконтинентов жестких сialических глыб существенно изменили состав и структуру земной коры. Южная часть территории современной Восточно-Европейской платформы оказалась на какое-то время стабилизированной, на что указывают большие мощности донижнепротерозойской коры выветривания. Однако это была лишь частичная стабилизация, так как процессы гранитизации и метаморфизма наложились дифференцированно на структуру коры, в силу чего гранитно-метаморфический слой на рассматриваемой территории повсеместно не сформировался и на отдельных участках (Кировоградский сегмент, Приазовье) оставались пространства океанической коры. Таким образом, к началу протерозоя в южной части территории современной Восточно-Европейской платформы земная кора не обладала еще в полной мере свойствами континентальной и отвечала переходному типу.

Это предопределило специфику геодинамической обстановки в эпоху раннепротерозойских тектонических движений, когда вдоль границ первых сialических массивов с океаническими бассейнами, т.е. в зонах наибольшего контраста во внутренней структуре литосферы, образовались узкие прогибы — Криворожско-Кременчугский, Орехово-Павлоградский и КМА. К зонам подобного типа некоторые исследователи [Прусс, 1965] относят и Брусилов-Одесскую полосу, что, на наш взгляд, не достаточно убедительно. Определенное сходство между этими структурами есть — все они в пространственном отношении приурочены к краям архейских массивов. В то же время имеются и черты различия — общая структура рисуется как синклинорий, сложенный изоклинальными складками; породы отличаются более высокой степенью метаморфизма (гранулитовая фация) и гранитизации; широко развиты чарнокиты и события; ничтожную роль в разрезе играют железистые кварциты. Исходя из этого, следует усомниться в единстве или хотя бы сходстве тех процессов, которые предопределили развитие (от заложения и до становления) Брусилов-Одесской полосы и Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской зон. Возможно, прав М.Н. Доброхотов [1974], полагая, что Брусилов-Одесская полоса представляет собой западное крыло крупного синклинория, ограниченного на востоке Криворожско-Кременчугской зоной.

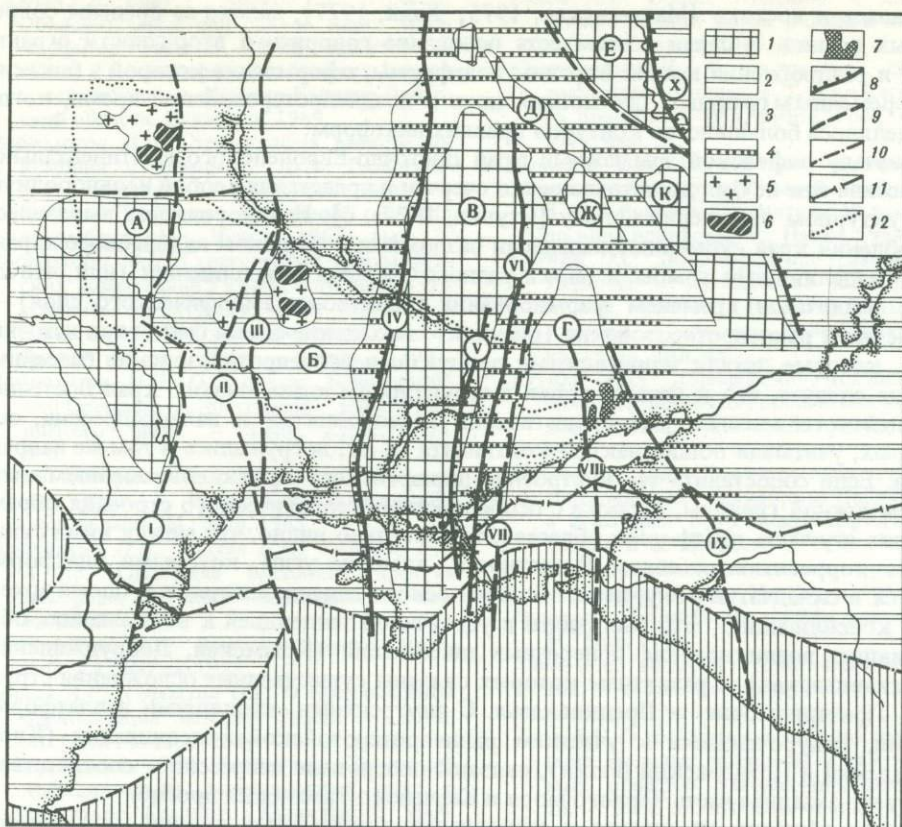
Состав и структура толщ криворожской и курской серий (основные вулканиты, высокоглиноземистые породы, железисто-кремнистые сланцы, кварцевые мета-

песчаники и кварциты, тела гипербазитов) указывают на их офиолитовый характер и эвгеосинклиральную специфику области их распространения [Наливкина, 1977; Новикова, 1975] и свидетельствуют о том, что в начальный этап развития эти линейные зоны формировались на океанической коре в условиях рифтогенеза, а в завершающий — в обстановке сжатия (карельская складчатость), когда вулканогенно-осадочные породы оказались смяты, раздроблены и выжаты в виде чешуй на поверхность. Сжатие и деформации привели к закрытию и исчезновению океанических бассейнов, к уменьшению поперечника линейных структур, а последовавшие интенсивные процессы метаморфизма и гранитизации — к формированию нового гранитно-метаморфического слоя, на что указывают графитовые, биотитовые, гранат- и силлиманит-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы тетерево-бугской, ингуло-ингулецкой и центральноприазовской серий, с которыми ассоциируют плагиограниты, гранодиориты и диориты Приазовья, чудново-бердичевские, кировоград-житомирские, новоукраинские, ингулецкие и другие граниты. Возраст метаморфизма, как и гранитизации, датируется в 2200—1850 млн. лет [Доброхотов, 1971]. Следует отметить, что Приднепровская и Побужская глыбы были обработаны раннепротерозойскими тектоно-магматическими процессами лишь в краевых частях и вдоль внутренних разломов и продолжали в последующие эпохи тектогенеза выступать как относительно устойчивые, жесткие блоки.

Объединение последних складчатыми системами карелид в единый массив одновременно с гранитизацией Кировоградского и Приазовского участков, разделяющих эти блоки, ознаменовало переход к становлению зрелой дорифейской континентальной коры. Ее вещественная консолидация приходится на рубеж 1800—1600 млн. лет, после формирования позднеорогенных интрузий анортозитов и гранитов-рапакиви коростенского и щелочных пород приазовского комплексов. Это была особая стадия в развитии территории Восточной Европы, ознаменовавшаяся созданием на большей ее части первого континентального массива, который, как подтверждают многочисленные факты, распространялся примерно до границ современных складчатых сооружений Балкан, Крыма и Кавказа.

К настоящему времени образования архейско-нижнепротерозойского комплекса выявлены или намечаются далеко за пределами современного южного края Восточно-Европейской платформы. Они вскрыты многочисленными скважинами в Предкавказье, где представлены гранитами, гранито-гнейсами, амфиболитами и различными сланцами, имеющими те же закономерности залегания и распространения, что и в пределах Украинского щита и Курской магнитной аномалии [Варданянц и др., 1968]. Гранито-гнейсы и мигматиты возрастом 1853 млн. лет, сопоставляемые румынскими геологами с криворожской толщей Украинского щита, вскрыты под юрскими известняками в восточной части Мизийской плиты в Палазу-Маре [Джюшкэ и др., 1969].

Существенное значение в строении областей южного обрамления принадлежит фрагментам дорифейской континентальной коры. В частности, примерно в 100 км запад-северо-западнее Севастополя, в Каламитском заливе, в месте пересечения профилей ГСЗ 3 и 4 на глубине 1400 м фиксируется граница со скоростью 6,0—7,0 км/с, которая воздымается по направлению к Евпатории и отождествляется с поверхностью кристаллического фундамента [Гончаров и др., 1972]. В то же время от Евпатории в сторону моря происходит подъем нижнемеловых горизонтов, т.е. очерчивается поднятие, в пределах которого по сравнению с остальными районами Черного моря фиксируются минимальные (менее 2000 м) мощности осадочной толщи. Пространственно с этим поднятием совпадает намеченная А.Т. Богайцом [1976] крупная глыба архейско-протерозойских пород. Несколько архейско-нижнепротерозойских массивов (Нижнекубанский, Ставропольский, Терско-Сулакский) намечаются по материалам гравиметрических работ и сейсморазведки в Предкавказье, южнее Маньчских разломов, где они входят в одну субширотную полосу с расположенными восточнее и подтвержденными бурением Карабогазским и Каракумским массивами [Соколов, 1964; Успенская, 1965; Хаин, 1968]. В большинстве своем эти фрагменты древней континентальной коры, хотя и были затронуты и в той или иной степени переработаны более поздними текто-



Палеотектоническая схема юга Восточно-Европейской платформы (конец дорифейского этапа)

1-2 — области с гранитно-метаморфическим слоем, сформировавшимся: 1 — к концу архея (массивы: А — Побужский, В — Приднепровский, Д — Курский, Е — Воронежский, Ж — Большетроицкий, К — Алексеевский), 2 — в раннем протерозое (Б — Кировоградский блок, Г — Приазовье); 3 — области с океанической корой; 4 — комплексы океанической и переходной стадии (троговые); 5-7 — формации комплексов-показателей становления континентальной коры (плутонические): 5 — граниты-рапакиви коростенского комплекса, 6 — анортозиты, 7 — щелочной комплекс Приазовья; 8 — надвиги (IV — Криворожско-Кременчугский, V — Белозерский, VI — Орехово-Павлоградский, X — Лосево-Мамоновский); 9 — важнейшие региональные разломы раннепротерозойского заложения (I — Фрунзевско-Арцизский, II — Одесский, III — Бугско-Мироновский, VII — Корсакско-Феодосийский, VIII — Кальмиус-Джигинский, IX — Курджипский); 10 — предполагаемый южный край дорифейского континентального массива; 11 — современная граница Восточно-Европейской платформы; 12 — современный контур Украинского щита

но-магматическими процессами, тем не менее определили специфику развития, особенности структуры и ту относительную стабильность молодых платформ, которые, по словам В.Е. Хаина [1970], вынуждают считать их именно платформами, а не относить к другим категориям основных структурных элементов земной коры.

Южнее современных границ складчатых сооружений Балкан, Крыма и Кавказа образования, свойственные эпикарельской Восточно-Европейской платформе, неизвестны. Взброшенный блок докембрийских пород близ Мардина на юго-востоке Турции представляет собой уже элемент Африканской платформы [Кетин, 1965], отделенной от Восточно-Европейской океаническим бассейном, вероятным остатком коры которого служат офиолиты Главного Кавказского хребта [Надарейшвили, 1977] и Северо-Кавказского гипербазитового пояса [Смирнова, 1974].

Все это, а также резкое срезание более молодыми генерациями структур раннедокембрийских толщ, которые к южному краю подходят под очень крутыми, местами прямыми углами, не оставляют сомнения в том, что контур платформы образовался в результате раздробления более обширного дорифейского континентального массива, некогда распространявшегося, как это имело место на западе,

юго-западе и востоке [Матвеевская, 1975; Хаин, 1977], далеко за пределы современных границ. В связи с этим есть основание говорить о вторичности ограничения и раздробления южной окраины платформы, оформление которой в близких к современным границам произошло лишь в позднепротерозойское время, когда определилось большинство контуров древних платформ.

К началу рифейской эры южный край Восточно-Европейского континентального массива еще не был достаточно резко очерчен и представлял собой неоднородную в структурном отношении полосу [Ступка, 1977а, б]. Неоднородность выразилась в дроблении края субмеридиональными разломами в основном надвигового характера, разделявшими глыбы и блоки разного времени консолидации (или, что то же, с различным временем формирования гранитно-метаморфического слоя) — архейские и раннепротерозойские (рисунок). Архейские блоки были теми источниками, которые питали терригенными продуктами раннепротерозойские бассейны. Отсюда следует, что к началу рифея в структурном плане южного края Восточно-Европейского массива уже существовали палеоподнятия и палеодепрессии, оси которых, учитывая общий наклон континента на юг, погружались в том же направлении. Если сопоставить такое строение дорифейского края с современным очертанием южной границы, а также с особенностями геологического строения обрамляющих эту часть платформы областей, то отчетливо видно, что между ними существует коррелятивная связь. В частности, внешние углы, которыми платформа вдается в складчатую зону, имеют в своей основе палеоподнятия, т.е. блоки архейской консолидации. Это были зоны с устойчивой тенденцией к воздыманию, обусловившие возникновение поперечных дислокаций (Крымская, Добруджинская, Транскавказская), с развитием которых связаны существенные осложнения структуры Причерноморья и Предкавказья. С внутренними, входящими в платформу углами, приуроченными к участкам раннепротерозойской консолидации (Кировоградский и Приазовский блоки), связаны поперечные депрессии — соответственно северо-западная часть Черного моря и Керченско-Таманский прогиб.

Таким образом, из анализа и становления дорифейской земной коры на юге Восточно-Европейской платформы можно констатировать, что кислая континентальная кора сформировалась путем преобразования первичной океанической коры базит-гипербазитового состава, а сам процесс развития коры был необратим и протекал стадийно (океаническая стадия сменилась переходной, а переходная — континентальной), т.е. подтверждаются основные положения новой концепции [Пейве и др., 1976]. В свете вышеизложенного достаточно удовлетворительное объяснение получает и ряд особенностей строения южного края Восточно-Европейской платформы. В частности, можно отметить, что ее граница не была постоянной и не сохранила свои "... первоначальные контуры почти в полной неприкосновенности" [Кропоткин и др., 1971, с. 335]. Ее очертание имеет двоякую природу: с одной стороны, формировалось под воздействием процессов, протекавших в прилегающих складчатых областях, осложняясь при этом переработкой фрагментов дорифейской континентальной коры разрушавшегося южного края платформы, и с другой — в значительной мере определялось особенностями внутренней структуры фундамента, которые в свою очередь влияли на структуру и развитие окраинных зон складчатых областей.

ЛИТЕРАТУРА

- Бельков И.В., Кратц К.О., Смирнов В.И., Соколов В.А. Вопросы геологии докембрия. — Вестн. АН СССР, 1974, № 7.
- Богаец А.Т. Южная граница Восточно-Европейской платформы и строение позднедокембрийского комплекса Юга СССР. — Геотектоника, 1976, № 6.
- Варданянц Л.А., Дубинский А.Я., Маценко Н.А. Докембрий Предкавказья. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1968, т. 9. Северный Кавказ, ч. 1.
- Гафаров Р.А. Сравнительная тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ. М.: Наука, 1976.
- Гончаров В.П., Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. М.: Наука, 1972.
- Дементьев П.К., Безгубов А.И., Модников И.С. Нижнепротерозойские коры выветривания юга Русской платформы. — Сов. геол., 1974, № 8.

- Джюшкэ Д., Саву Г., Крайтнер Г., Берча И.* Объяснительная записка к карте метаморфитов Румынии. — В кн.: Зависимость между метаморфизмом горных пород и тектоникой в Карпато-Балкано-Динарской области. Будапешт, 1969.
- Доброхотов М.Н.* Стратиграфия раннего докембрия и начальные этапы геологического развития Украинского щита. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1967, вып. 2.
- Доброхотов М.Н.* Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита и его основные структурные этажи (ярусы). — В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Киев: Наук. думка, 1971.
- Доброхотов М.Н.* О геологии Белоцерковско-Одесской структурной зоны Украинского щита. — Геол. журн., 1974, № 6.
- Кетин И.* Орогеническая эволюция территории Турции. — В кн.: Тектоника альпийской области. М.: Мир, 1965.
- Кропоткин П.Н., Валяев Б.М., Гафаров Р.А.* и др. Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. М.: Наука, 1971.
- Матвеевская А.Л.* Западная Европа. Новосибирск: Наука, 1975.
- Монин А.С., Сорохтин О.Г.* О тектонической периодизации истории Земли. — Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 2.
- Надарейшвили О.Ш.* Габбро-гипербазитовый (офиолитовый) формационный пояс в структуре Главного Кавказского хребта. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 10.
- Надивкина Э.Б.* Офиолитовые ассоциации раннего докембрия. М.: Недра, 1977.
- Новикова А.С.* Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1975.
- Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П.* и др. Становление континентальной земной коры северной Евразии. — Геотектоника, 1976, № 5.
- Прусс А.К.* Нижнепротерозойская полоса Брусилов-Одесса и ее возможное продолжение в Белоруссии. — В кн.: Геология и перспективы металлонности докембрия Белоруссии и смежных районов. Минск: Наука и техника, 1965.
- Ронов А.Б.* Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. — Геохимия, 1964, № 8.
- Смирнова М.Н.* О внутреннем строении доюрского основания Терско-Каспийского прогиба. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1974, вып. 3.
- Соколов В.Л.* Погребенные тектонические планы юго-востока Русской платформы. — В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М.: Наука, 1964.
- Ступка О.С.* Докембрийские разломы юга Украины и их влияние на структуру Крыма. — В кн.: Геология и геохимия горячих ископаемых. Киев: Наук. думка, 1977а, вып. 48.
- Ступка О.С.* Дорифейский тектонический план юга Восточно-Европейской платформы. — Докл. АН СССР, 1977б, т. 235, № 5.
- Успенская Н.Ю.* Тектоническая структура эпигерцинской платформы Предкавказья и некоторые особенности нефтегазонакопления в ее пределах. — В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М.: Наука, 1965.
- Фурмарье П.* Проблемы дрейфа континентов. М.: Мир, 1971.
- Хаин В.Е.* История геологического развития. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1968, т. 9. Северный Кавказ, ч. 1.
- Хаин В.Е.* О соотношении древних платформ, плит молодых платформ и так называемых областей завершенной складчатости. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, № 2.
- Хаин В.Е.* Особенности тектонического развития земной коры в раннем докембрии — действительные и мнимые. — В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977.
- Энгель А.Э.Д., Энгель Ц.Г.* Происхождение континентов. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972.
- Engel A.E.J., Kelm D.L.* Pre-Permian global tectonics: a tectonic test. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83, N 8.
- Hurley P.M., Rand J.R.* Pre-drift continental nuclei. — Science, 1969, vol. 164, N 3885.
- Piper J.D., Briden J.C., Lomax K.* Precambrian Africa and South America as a single continent. — Nature, 1973, vol. 245, N 5423.

ДОВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Доверхнепалеозойская структура Северного Кавказа доступна для непосредственного изучения в пределах центрального сегмента (между реками Терек и Белая), где она вскрыта эрозией на большой площади. Здесь же пробурено большое количество скважин и наиболее надежно интерпретируются гравиметрические и магнитные карты. Дополнительным благоприятным фактором является интенсивно расчлененный рельеф с относительными превышениями хребтов над долинами 1-2 км, местами до 3 км.

В строении древнего ядра Северного Кавказа принимают участие докембрийские, ниже- и среднепалеозойские в различной степени метаморфизованные отложения и различные изверженные породы. Среди стратифицированных образований выделены семь основных типов разреза, которым соответствуют стратиграфические серии. Наиболее полно изучены три из них, примерно синхронные, но резко отличающиеся по фациальному составу: тоханская, тырныуз-джентинская и кольчубинская.

Тоханская серия распространена в основном на севере Передового хребта (мощность более 1500 м) и в более северных районах. Эта серия сложена кремнисто-вулканогенно-терригенными (нижнесилурийскими, по Л.Д. Чегодаеву и Н.А. Савченко [1975]), вулканогенно-терригенными (среднедевонскими, по Ю.Я. Потапенко с соавторами [1974] и И.И. Грекову с соавторами [1974]) и терригенными пестроцветными (нижнекаменноугольными, по И.И. Грекову, или верхнедевонско-нижнекаменноугольными, по Л.Д. Чегодаеву) отложениями. Характерная черта нижней части разреза тоханской серии — постоянное присутствие пластов фтанитов и (или) продуктов размыва этих пород в вышележащих терригенных осадках.

Накопление отложений тоханской серии тесно связано с разрушением офиолитовых комплексов. Продукты размыва последних (галька серпентинитов, габброидов, диабазов и др.) обнаруживаются в конгломератах практически по всему разрезу. По данным И.И. Грекова, филлиты тоханской серии образовались в основном за счет метаморфизма монтмориллонитовых глин. Ряд геологов установили повышенные средние содержания никеля и хрома, а в составе тяжелой фракции терригенных пород серии — хромшпинелиды, хромит и магнетит. Отмеченное своеобразие литологического состава позволяет уверенно различать аналоги тоханской серии среди довольно глубоко метаморфизованных пород.

Тырныуз-джентинская серия развита в осевой и южной частях Передового хребта, на юго-западе Главного хребта и в бассейне р. Малки к северу от Передового хребта.

В Передовом хребте породы этой серии местами отчетливо перекрывают более молодые тоханские отложения. Здесь тырныуз-джентинская серия сложена известково-щелочными, реже толеитовыми лавами, туфами, турбидитами, филлитами и терригенно-карбонатными отложениями. В верхней части туфогенной толщи иногда отмечаются грахибазальты и их туфы. Общая мощность серии превышает 3000 м. Возраст тырныуз-джентинской серии, за исключением слагающих основание разреза эффузивов кизилкольской свиты, охарактеризован фаунистически в интервале от эйфельского яруса среднего девона до нижнего карбона включительно. Нижний возрастной предел серии обоснован сборами эйфельских кораллов *Zaphrentis cf. phrygia* R. et C. в обломках известняков из внутрiformационных конгломератов, венчающих разрез спилито-кератофировой формации (р. Чемарткол), а в линзах известняков, расположенных в 100 м выше (хр. Гитче-Тырныуз), — позднеэйфельских кораллов *Zelophyllia ex gr. tabulata* (Soshk.), *Crassialveolites ex gr. crassus* (Lec.), *Cladopora* sp. (сборы И.И. Грекова, СКТГУ; заключение Н.Я. Спасского, ЛГУ). Имеющиеся радиологические данные — 436 млн. лет по

серициту из альбитофигов и зеленых сланцев основания вулканогенной толщи р. Уруштен [Афанасьев и др., 1971] — позволяют опустить нижний возрастной предел рассматриваемой серии до силура включительно. Это подтверждается Л.Д. Чегодаевым, нашедшим из яшм верхней половины разреза кизилкольской свиты в верховьях левых притоков р. Худес радиолярии, известные на Урале в отложениях нижнего девона. Верхний возрастной предел надежно определяется как турнейский ярус нижнего карбона [Кропачев, 1962; Круть, 1965; Греков, 1967].

За пределами Передового хребта аналогами тырнауз-джентинской серии являются дамхурцевская свита в Главном хребте и малкинская свита в Бечасынской зоне, описанные М.Л. Соминим [1971], И.И. Грековым с соавторами [1974], Г.И. Барановым и С.М. Кропачевым [1976].

Кольтюбинская серия распространена в Передовом и Главном хребтах, где к ней, предположительно, относятся нами аджарская и лаштракская свиты, по М.Л. Сомину [1971]. В Передовом хребте образования кольтюбинской толщи находятся в опрокинутом залегании [Белов, Омельченко, 1976] и повсеместно перекрывают породы тырнауз-джентинской серии. Они слагают Марухский тектонический покров [Греков и др., 1974] и сохранились от предсреднекарбонной и современной эрозии в синформах. В предполагаемой стратиграфической последовательности сверху вниз по современному разрезу в Кольтюбинской серии выделяются: а) толща толеитовых базальтов (до 1000 м), тесно ассоциирующая с габброидами и ультрабазитами и образующая с ними офиолитовый комплекс; б) метаморфизованная кремнисто-вулканогенно-терригенная формация (до 1000 м), представленная метапесчаниками, филлитами, аповулканогенными хлоритовыми сланцами с линзами мраморов и кремнистых сланцев; в) кремнисто-вулканогенно-терригенные и вулканогенно-терригенные отложения общей мощностью не более 400 м (вероятные аналоги тоханской серии); г) толща эффузивов андезито-базальтового состава мощностью до 500 м с телами кварцевых альбитофигов и габброидов.

Позднесилурийский возраст кремнисто-вулканогенно-терригенной толщи доказан сборами граптолитов Ф.М. Дыссы и других исследователей. Ранний силур установлен И.И. Грековым на левом склоне долины р. Гидам, где в слоях глинисто-кремнистого состава обнаружены граптолиты *Monograptus spiralis* (Geinitz), *M. discus* Törnquist, *M. planus* Barrandae, *Pristiograptus dubius* (Lapw.), датирующие возраст вмещающих пород как поздний (?) лландовери на уровне зоны *Monograptus spiralis* (заключение Т.Н. Корень, ВСЕГЕИ). Возраст вулканогенно-терригенных отложений первоначально [Греков и др., 1974] определяется как эйфельский ярус среднего девона. В 1975 г. И.И. Греков, В.А. Семкин и В.С. Шишов выявили аналоги живетского и франского ярусов девона. Последние обнаружены в долине р. Гидам, где они отделены от силурийских отложений конгломератами с галькой эффузивов, песчаников, алевролитов, кремнистых сланцев и кварц-карбонатных пород. Отложения живетского возраста наиболее достоверно установлены в висячем крыле антиклинали в прирусловой части р. Гидам. Здесь; в 3 м выше образований позднего силура, в известняковой постройке биогермного типа мощностью 0,95 м собраны среднедевонские (вероятно, живетские) табулятные кораллы *Stachyodes* sp., *Alveolites* (?) sp., *Thecostegites* sp., *Cladopora* sp., *Roemeripora* sp. nov. (определения Н.Я. Спасского, ЛГУ). Франский ярус достоверно установлен в лежачем крыле антиклинали на левом склоне долины р. Гидам, где в пачке филлитов мощностью 20 м широко распространены рифогенные известняки с комплексом фораминифер и кораллов живетско-франского возраста. В одной из линз известняка (0,5x2,5 м), залегающей в 12–13 м выше нижнесилурийских пород и одновременно под неразделенными живетско-франскими известняками, распространены фораминиферы и водоросли, характерные, по заключению Б.И. Чувашова, для верхней части франского яруса, в частности для евлановско-ливенских слоев Русской платформы и Урала.

Первые две толщи Кольтюбинской серии по вероятному залеганию их под палеонтологически охарактеризованным силуром и присутствию в мраморах мета-

морфизованной кремнисто-вулканогенно-терригенной формации криноидей могут быть условно отнесены к интервалу ордовик—нижний силур. Возраст андезито-базальтовых эффузивов в связи с совместным нахождением их с девонской терригенной формацией условно определяется нами как девонский.

Следующие три стратиграфические серии — макерская, буульгенская и чегемско-кубанская — палеонтологически не охарактеризованы и объединяют, как правило, глубоко метаморфизованные отложения. Вероятно, в связи с этим толщи, входящие в состав перечисленных серий, большинство исследователей относят к докембрию.

Макерская серия известна в Главном и Передовом хребтах. В Главном хребте она слагает обширные участки, причем на большей части площади развития ассимилирована герцинскими гранитами. Возраст ее, скорее всего, докембрийский, хотя прямых доказательств этому, кроме нескольких высоких цифр, полученных при измерении абсолютного возраста кристаллических сланцев, не имеется [Баранов, Кропачев, 1976]. Серия сложена преимущественно сиалическими метаморфическими породами — гнейсами и высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами, содержащими в верхней части разреза пачку с линзующимися пластами амфиболитов; мощность ее не менее 4000 м. Залегают макерские образования на обычно слабее метаморфизованных отложениях буульгенской серии.

В Передовом хребте макерская серия представлена метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма кристаллическими сланцами, которые перекрывают зеленокаменно-измененные породы тырнауз-джентинской серии, имеющие среднепалеозойский возраст, или образования кольчубинской серии, находящиеся в опрокинутом залегании. Подобные взаимоотношения с подстилающими толщами позволили нам предположить, а затем откартировать в западной и восточной частях Передового хребта Ацгаринский и более мелкий Кыртыкский тектонические покровы [Баранов, Греков, 1974].

Ряд исследователей [Сомин, 1971; Джавахишвили, 1970; Шенгелиа, Кецхове-ли, 1969; и др.] считают, что породы макерской серии были регионально метаморфизованы до внедрения герцинских гранитов и в герцинскую эпоху гранитообразования испытали регрессивный метаморфизм. Тем более заслуживает внимания факт более глубокого метаморфизма пород макерской серии по сравнению с подстилающими отложениями буульгенской серии, позволивший Г.И. Баранову [Баранов, Кропачев, 1976] предположить аллохтонный характер ее залегания не только в Передовом хребте, но и в Главном.

Буульгенская серия распадается на две части. Нижняя, представленная клычской и гвандринской свитами (по М.Л. Сомину [1971]), сложена глубоко метаморфизованными амфиболовыми сланцами, биотитовыми гнейсами и другими фемическими породами, основание которых не вскрыто эрозией.

В верхней части серии находятся обычно слабее метаморфизованные кремнисто-вулканогенно-терригенные породы, обладающие большим сходством с отложениями, расположенными в низах теханской серии. Аналогичные, хотя и сильно гранитизированные, образования встречаются совместно с амфиболитами, иногда гипербазитами внутри мигматизированного комплекса пород, выделенного Г.И. Барановым в качестве инфраструктуры зоны Главного хребта.

Все эти довольно пестрые по составу породы относятся нами к уллучиранской свите [Баранов, Кропачев, 1976] и по возрасту сопоставляются с низами тоханской серии.

Возможный аналог низов буульгенской серии — балканская свита, сложенная преимущественно амфиболитами и обнажающаяся по р. Малая Лаба в видимом основании структуры Передового хребта.

Чегемско-Кубанская серия состоит из докембрийской шаукольской свиты, сложенной порфиробластовыми плагиосланцами, обычно содержащими гранат и турмалин, а также менее метаморфизованными флишоидными туфоосадочными или вулканомиктовыми отложениями чегемской и шиджатмазской свит.

Основание шаукольской свиты нигде не обнаружено. Перекрывается Чегемско-Кубанская серия разными толщами и на разных уровнях разреза. Так, в бассейне

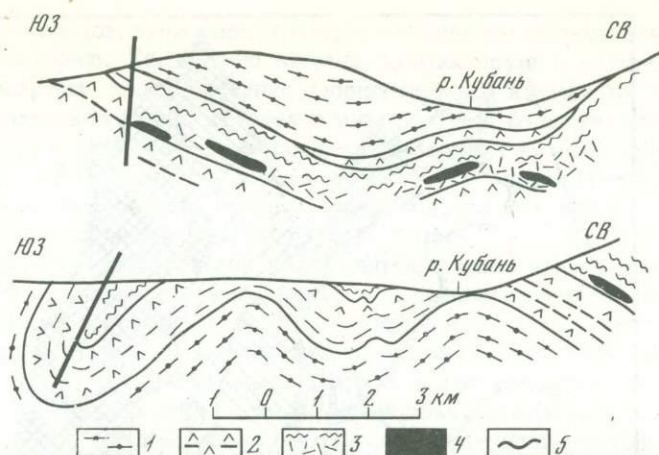


Рис. 1. Взаимоотношение чегемско-кубанской и тоханской серий в бассейне р. Кубани

1 — гранат-слюдяные сланцы: шаукольской свиты; 2 — амфиболиты и биотитовые парагнейсы бечасынской свиты; 3 — хлорит-серицитовые филлитовидные сланцы и кварциты верхнекубанской свиты; 4 — серпентиниты; 5 — разрывные нарушения

р. Кубани и по р. Даут (рис. 1) на порфиروبластовых плагиосланцах залегают амфиболовые сланцы (бечасынская свита, по Г.И. Баранову), которые, в свою очередь, подстилают зеленокаменно-измененные отложения, предположительно, тоханской серии. В долине рек Малка и Хасаут на породах шиджатмазской свиты лежат условно считающиеся в своих низах кембрийскими отложения урлешской серии.

Урлешская серия известна лишь в северной части обнаженного палеозойского ядра. Эта серия совершенно не похожа ни на одну из ранее упомянутых серий. Она сложена мощной толщей аркозовых песчаников, в верхней части которой начинают преобладать продукты размыва фтанитов, широко распространенных в низах тоханской серии. Вверх по разрезу толща песчаников быстро сменяется алевролитами и известняками, содержащими обильную фауну позднесилурийского и раннедевонского возраста, и венчается красными метапелитами. Мощность серии около 1300–1500 м. Она залегает на шиджатмазской свите и перекрывается по сложному тектоническому контакту (рис. 2) породами улулахранской свиты, входящей в состав тоханской стратиграфической серии.

Размещение палеозойских магматических пород в стратиграфических разрезах подчеркивает особенность выделяемых стратиграфических серий. Так, почти все гипербазитовые массивы Северного Кавказа локализованы в отложениях тоханской, буульгенской и кольтюбинской серий. При этом они расположены в низах тоханской и верхах буульгенской серий, которые, как уже упоминалось, могут быть возрастными и фациальными аналогами, а также в подошве кольтюбинской серии.

Важной и постоянной закономерностью является также то, что во всех случаях, когда имеется возможность произвести прямые геологические наблюдения, ниже гипербазитов или уровня их локализации находятся толщи амфиболитов и биотитовых гнейсов, близкие по составу породам нижней части буульгенской серии (в том числе балканская и бечасынская свиты).

Габброиды приурочены в основном к кольтюбинской серии, где они залегают выше гипербазитов и перекрыты толщей диабазов.

Гранитоидный магматизм в Главном хребте проявился преимущественно среди макерских пород, почти не затронув более глубоко лежащие отложения буульгенской серии. Небольшие тела пестрых по составу гранитоидов проникли в породы тырнауз-джентинской и тоханской серий как в Главном хребте, так и в Передовом. Севернее Передового хребта, а по данным Г.И. Баранова и А.Н. Доли, и в восточной части Главного хребта в Северной Осетии широко развиты интрузии розовых гранитов Малкинского комплекса, которые не имеют строгой стратигра-

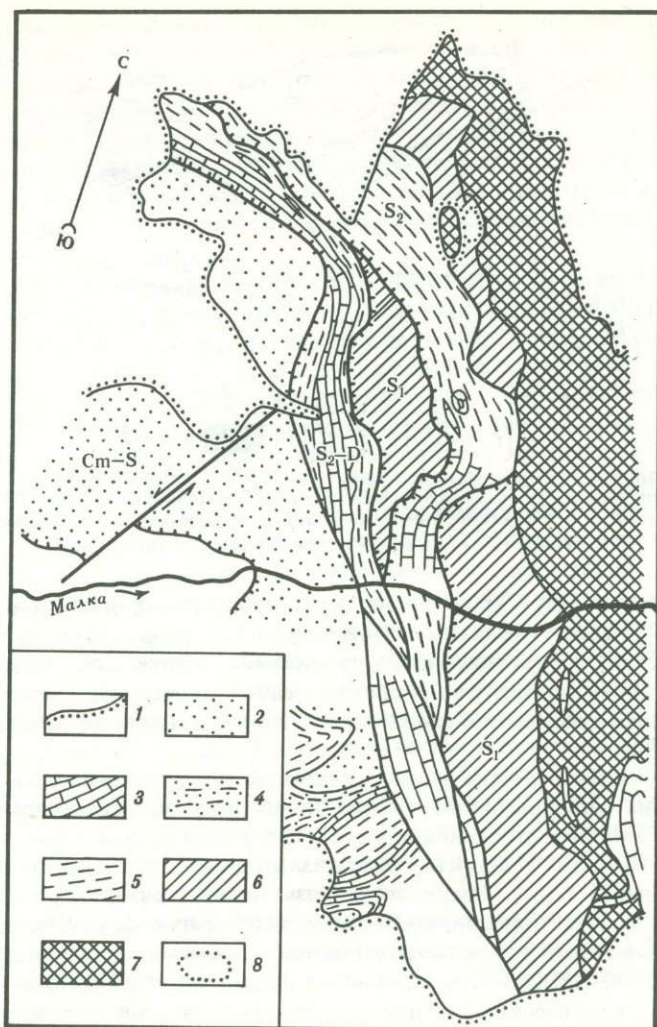


Рис. 2. Взаимоотношение урлешской (урлешская и чевет-лахранская свиты) и тоханской (уллулахранская свита) серий в долине р. Малки

1 — юрские отложения; 2 — урлешская свита; 3—5 — чевет-лахранская свита: 3 — известняки, 4 — песчаники и алевролиты, 5 — известковистые серо-зеленые филлиты; 6 — уллулахранская свита; 7 — серпентиниты; 8 — граница оползня

фической приуроченности и, по данным изучения ксенолитов, обычно прорывают амфиболит-гнейсовые и более молодые базальтовые комплексы пород.

Ограниченный объем статьи не позволяет сколько-нибудь подробно остановиться на структурных особенностях контактов между выделенными стратиграфическими сериями. Можно лишь отметить, что все они являются тектоническими и в той или иной степени описаны [Геология ..., 1976; Белов, Омельченко, 1976; Греков и др., 1974; Баранов, Греков, 1974; и др.]. На современном этапе представляет интерес оценка величины горизонтальных перемещений надвинутых толщ.

Анализируя и сравнивая вещественный состав выделенных стратиграфических серий, а также учитывая ассоциирующие с ними магматические породы, можно сделать вывод о том, что на территории Северного Кавказа оказались пространственно совмещенными отложения, формировавшиеся в совершенно различных геодинамических обстановках. Так, большая часть кольчубинской серии представляет собой типичный офиолитовый комплекс — реликт океанической коры, что было отмечено А.А. Беловым и В.Л. Омельченко [1976]. Этот комплекс.

находясь в опрокинутом залегании, перекрывает типично островодужную тырнаузд-джентинскую серию. Та, в свою очередь, контактирует с подстилающими ее близкими по возрасту, но существенно терригенными и кремнисто-терригенными отложениями тоханской серии, которая в низах разреза содержит тела гипербазитов, обогащена продуктами их размыва и везде залегает на амфиболитах, являющихся для нее меланократовым фундаментом. Можно предположить, что тоханская серия сформировалась на океаническом метаморфизованном основании в условиях террасы островной дуги или окраинного моря.

Докембрийские макерская серия и шаукольская свита имеют сиалический облик и были метаморфизованы, скорее всего, в догерцинскую эпоху, что позволяет рассматривать их в качестве составных частей догерцинских континентальных плит. В этом случае залегание сиалических пород макерской серии на офиолитах кольтюбинской серии, субокеанических осадках тоханской серии или меланократовом фундаменте (буульгенской серии) можно объяснить лишь их повсеместным аллохтонным происхождением. Шаукольская свита, слагающая наиболее глубокие части доверхнепалеозойской структуры и погребенная под скученными массами эвгеосинклинальных отложений, возможно, принадлежит своими корнями к автохтонной догерцинской континентальной плите. Однако, учитывая сложные взаимоотношения с более молодыми породами (см. рис. 1) и наличие явно шарфированных пластин порфиروبластовых плагиосланцев в бассейне р. Баксан (Гижитский надвиг, по Ю.И. Потапенко), залегание шаукольской свиты и вышележащих чегемской и шиджатмазской свит следует считать параавтохтонным.

Урлешская серия, в первоначальном залегании, по-видимому, надстраивавшая разрез чегемско-кубанской серии, фиксирует существование в силуре—раннем девоне локального прогиба на краю континентальной плиты; возможные значительные горизонтальные перемещения ее могли проходить только совместно с подстилающей шиджатмазской свитой.

В соответствии с изложенным выше представляется целесообразным рассматривать доверхнепалеозойскую структуру Северного Кавказа как результат взаимодействия автохтонных догерцинских структурных комплексов с системами герцинских тектонических покровов (рис. 3).

Нами выделены три структурных аллохтонных и параавтохтонных комплекса.

Сиалический аллохтон объединяет три тектонических покрова — Макерский, Ацгаринский и Кыртыкский; последние два названия уже упоминались в литературе [Баранов, Греков, 1974; Геология ..., 1976; и др.]. Под Макерским покровом понимается находящаяся в аллохтонном залегании сиалическая пластина, расположенная в Главном хребте и сложенная породами макерской серии с небольшим количеством фемических пород, захваченных при надвигообразовании. Внутренняя структура этого покрова очень сложна. Выделяется гранито-мигматитовая сложноскладчатая или крутопадающая псевдомоноклиальная инфраструктура, в которой имеются сильно гранитизированные отторженцы пород буульгенской серии и даже гипербазитов. Главный тип складчатости — реоморфический, синхронный герцинским гранитам. Для Ацгаринского покрова, сложенного породами одной супраструктуры, характерно опрокидывание складок к северо-востоку (Речепстинская синклиналь). Инфраструктура слагает нижнюю часть сиалической пластины Макерского покрова. Супраструктура сложена пологоскладчатыми немигматизированными метаморфическими сланцами только макерской серии. Слагающие сиалический аллохтон породы связаны с метаморфизмом зоны умеренных давлений.

Краевой офиолитовый аллохтон образован породами кольтюбинской, тырнаузд-джентинской и тоханской серий. Предполагается, что вся масса герцинских эвгеосинклинальных образований надвинута на сиалический (гранито-метаморфический) фундамент Восточно-Европейской плиты, наличие которого под эвгеосинклинальным комплексом подтверждается геофизическими данными. Подошву краевого офиолитового аллохтона можно наблюдать по р. Даут, где амфиболиты тоханской серии залегают на докембрийских порфиروبластовых плагиогнейсах, и, возможно, по р. Малая Лаба, если считать амфиболиты и слюдяные сланцы, слагающие

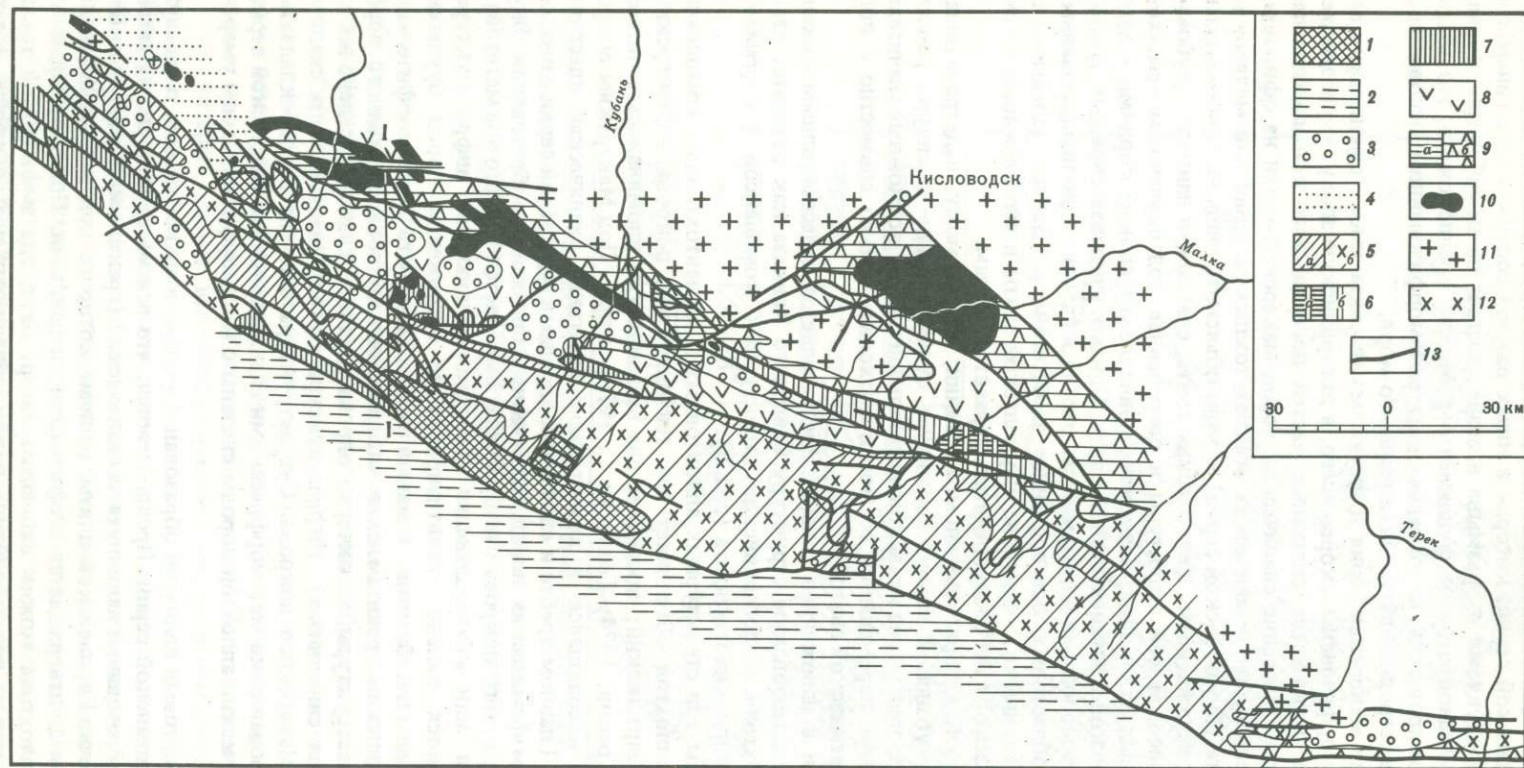


Рис. 3. Схема тектонического строения палеозойского ядра Большого Кавказа (юрские и более молодые отложения сняты)

1-4 - автохтонные структурные комплексы: 1 - догерцинский (меланократовый фундамент), 2 - эпибайкальский квазиplatformный, 3 - герцинский орогенный, 4 - эпигерцинский квазиplatformный; 5-6 аллохтонные и параавтохтонные герцинские структурные комплексы: 5 - сиалический аллохтон (а - без гранитов; б - замещенный герцинскими гранитами), 6 - сиалический параавтохтон (а - верхний и б - нижний структурные ярусы); 7-9 - краевой офиолитовый аллохтон, системы тектонических покровов: 7 - верхних, 8 - средних, 9 - нижних (а - герцинские эвгеосинклинальные формации, б - то же, с шарьированными пластинами догерцинского меланократового фундамента); 10 - гипербазиты; 11 - герцинские гранитоиды Малкинского комплекса; 12 - прочие гранитоиды; 13 - разрывные нарушения

ядро Балканской антиклинали, автохтонными. В обоих случаях контакт тектонический. В первом из них наблюдается "срезание" редких пластов кварцитов в амфиболитах. Во втором — к контакту насыщенной гипербазитами толщи гранитизированных образований (вероятно, тоханской серии) и подстилающих негранитизированных и лишенных гипербазитов пород балканской свиты приурочена зона метаморфизма высокого давления [Баранов, Кропачев, 1976].

В системе краевого офиолитового аллохтона по их относительному положению целесообразно выделить тектонические покровы: 1) верхние (Марухский и Лаштракский); 2) средние (Кизилкольский, Дамхурцевский и Хасаутский); 3) нижние (Тоханский, Верхнекубанский и Лахранский).

Верхние покровы — собственно офиолитовые, это шарьированный и перевернутый в процессе надвигообразования реликт океанической коры (кольтюбинская серия).

Средние покровы сложены островодужным комплексом пород (тырнауджентинская серия), также тектонически перемещенным к северо-востоку, но, по-видимому, на менее значительное расстояние.

Нижние покровы — сорванные с меланократового фундамента отложения осадочной террасы и окраинного моря (тоханская серия) и надвинутые совместно с пластинами фундамента на сиалический комплекс северного обрамления герцинской эвгеосинклинали. Внутренняя структура краевого офиолитового аллохтона характеризуется опрокинутым положением южных крыльев ориентированных в северо-западном направлении синклиналей. Отмечается волнообразное изменение степени метаморфизма слагающих его пород. Наиболее глубокий метаморфизм и интенсивное расщепление проявились в южной части аллохтона, где он был тектонически перекрыт сиалическим аллохтоном. В центральной части офиолитового аллохтона (на севере Передового хребта) метаморфизм минимальный. Вблизи подошвы аллохтона метаморфизм снова повышается (возможно, в связи с близостью гранитов Малкинского комплекса).

Система покровов сиалического параавтохтона представлена Шаукольским, Чегемским и Урлешским тектоническими покровами. Шаукольский покров, сложенный порфиробластовыми плагиосланцами, развился из висячего крыла опрокинутой на северо-восток синклинали, чем и определяется его внутренняя структура. Чегемский покров в долине р. Баксан представлен сложноскладчатой, вероятно сорванной с порфиробластового фундамента, толщиной флишеидных осадков чегемской свиты (верхнего структурного яруса) и как бы выполняет ядро лежащей синформы, образованной порфиробластовыми плагиосланцами. На западе (в бассейне р. Кубани) аналогичное положение в ядре лежащей синформы занимают породы тоханской серии.

Урлешский тектонический покров наиболее удален от автохтонного основания. Он сложен породами шиджатмазской, урлешской и чегетлахранской свит, тектонически несогласно перекрывающих островодужные формации офиолитового аллохтона. В свою очередь Урлешский покров по крутому взбросу (поддвигу?) перекрыт кремнисто-вулканогенно-терригенным силуром (тоханская серия) совместно с Малкинским массивом серпентинитов, образующим здесь, вероятно, самостоятельный Лахранский покров.

Метаморфизм пород Урлешского покрова незначителен, что, видимо, свидетельствует о его наиболее высоком положении среди других тектонических пластин. Для других же покровов сиалического параавтохтона характерен метаморфизм высоких давлений [Баранов, Кропачев, 1976].

Доверхнепалеозойская структура Северного Кавказа сформировалась в результате замыкания герцинского океанического бассейна (рис. 4) и столкновения обрамляющих его континентальных плит. При этом северная плита оказалась погружена под шарьированными эвгеосинклинальными комплексами, а южная обрамляющая плита заняла наиболее высокое положение, выдвинувшись к северо-востоку и частично перекрыв эвгеосинклинальные образования. В результате ску-

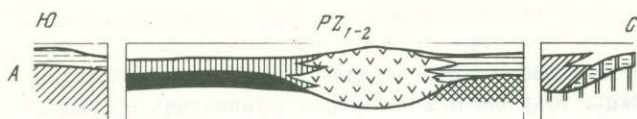


Рис. 4. Палеотектонические профили на начало среднего палеозоя (А) и на конец раннего карбона (Б)
Условные обозначения см. на рис. 3

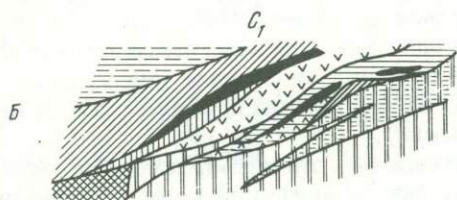
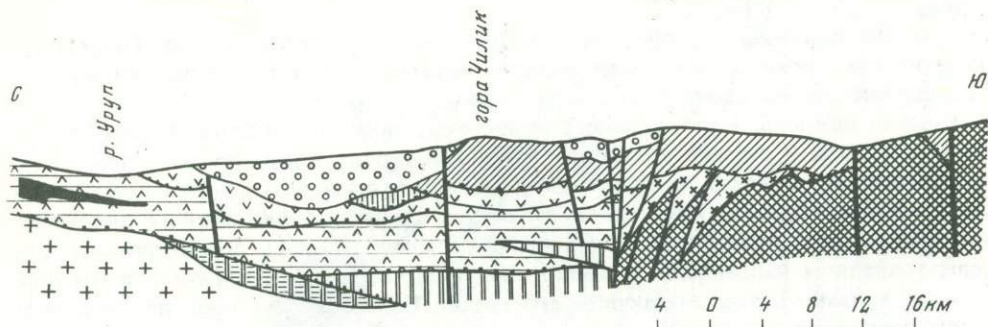


Рис. 5. Геологический разрез по линии I-I
Условные обозначения см. на рис. 3



чивания доверхнепалеозойская структура Северного Кавказа приобрела черты опрокинутой к северо-востоку гигантской синформы, крылья которой сложены докембрийскими породами, а ядро — среднепалеозойскими. Синформа формировалась, вероятно, в два этапа. На первом из них в результате обдукции произошло надвигание офиолитовых (в первую очередь, нижних) покровов на южную окраину северной (Восточно-Европейской) плиты. Надвигание сопровождалось срывом слабо консолидированных осадков, их деформацией и метаморфизмом, а также шарьированием части пород кристаллического фундамента (сиалический параавтохтон). Второй этап характеризовался надвиганием с юга жесткой плиты сиалического аллохтона, в первую очередь — на офиолиты океанического типа. В результате последние приобрели опрокинутое залегание и были затем перемещены в северном направлении, образовав систему верхних покровов краевого офиолитового аллохтона.

В позднем палеозое, и особенно в альпийскую эпоху, широко проявились блоковые движения земной коры, в основном по крутопадающим разломам, в результате чего структура палеозойского ядра приобрела современный облик (рис. 5). Благодаря этим движениям ряд первоначально единых тектонических покровов оказался разобленным. Кроме того, в позднем палеозое произошло внедрение комплекса северных гранитов, прорвавших в ряде мест северный край системы покровов офиолитового аллохтона и также усиливших разобление первоначально единых тектонических пластин.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Г.Л., Борсук А.М., Плошко В.В. Конкретные магматические формации Северного Кавказа (опыт формационного анализа эволюции магматизма длительно развивающейся горно-складчатой системы). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 7.
- Баранов Г.И., Греков И.И. Ацгаринский тектонический покров на Северном Кавказе. — В кн.: Тезисы докладов IV кон-

ференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1974.

Баранов Г.И., Кропачев С.М. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на докембрийском и палеозойском этапах развития. — В кн.: Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976.

Белов А.А., Омельченко В.Л. Офиолиты в структуре Марухского покрова и неко-

- торые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа. — Геотектоника, 1976, № 2.
- Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976.
- Греков И.И.* По поводу статьи И.В. Крутя "О среднепалеозойских вулканогенно-осадочных формациях Передового хребта Большого Кавказа". — Литол. и полез. ископ., 1967, № 6.
- Греков И.И., Кропачев С.М., Момот С.П., Корень Т.Н.* Марухский покров в палеозое Северного Кавказа. — Сов. геол., 1974, № 3.
- Джавахишвили Ш.И.* Кристаллические сланцы Южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1970.
- Кропачев С.М.* К стратиграфии среднего палеозоя зоны Передового хребта между реками Даут и Малая Лаба. — В кн.: Геология Центрального и Западного Кавказа. М., 1962.
- Круть И.В.* О среднепалеозойских вулканогенно-осадочных формациях Передового хребта Большого Кавказа. — Литол. и полез. ископ., 1965, № 3.
- Потапенко Ю.И., Ищенко Т.А., Снежко В.А., Соловьев Ф.С.* Первая находка среднедевонской флоры на Северном Кавказе. — В кн.: Тезисы докладов IV конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1974.
- Сомин М.Л.* Доюрское основание Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа. М.: Наука, 1971.
- Чегодаев Л.Д., Савченко Н.А.* Первая находка нижнесилурийских граптолитов на Северном Кавказе. — Докл. АН СССР, 1975, № 2.
- Шенгелия Д.М., Кецховели Д.М.* Породы гранулитовой фации ущелья р. Махар на Северном Кавказе. — Сообщ. АН ГССР, 1969, т. 56, № 1.

КАВКАЗСКАЯ ОКРАИНА ТЕТИСА В НАЧАЛЕ
АЛЬПИЙСКОГО ЭТАПА

За последние несколько лет опубликованы новые палеотектонические реконструкции кавказской части мезозойского Тетиса, основанные на актуалистическом подходе с позиций "тектоники плит". Для начала альпийского этапа такая реконструкция, намеченная в общих чертах В.Е. Хайным [1975], построена Ш.А. Адамия, Г.С. Закариадзе и М.Б. Лорджипанидзе [1977]. Северная граница океана Тетис для юры-неокома была проведена по Севанской офиолитовой зоне, Закавказский массив уподоблен островной дуге, Большой Кавказ — окраинному морю, Предкавказье — континентальному шельфу. Суммарный характер этой реконструкции, совместившей в себе итоги геологических событий, происходивших в течение 80 млн. лет, затрудняет критическую оценку указанных актуалистических аналогий и побуждает к дальнейшему исследованию. Нами предпринята попытка восстановить палеотектоническую обстановку отдельно для первых 20 млн. лет альпийского этапа (ранняя юра-аален) и для последующего байосского века, когда произошли существенные структурные перестройки. Настоящая статья посвящена обстановке добайосского времени, главное внимание уделено в ней вулканизму как важному показателю глубинного тектонического режима.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Подразделение территории Кавказа на относительно стабильные плиты (массивы), разграниченные складчатыми зонами, восходит к основополагающим работам В.П. Ренгартена и А.И. Джанелидзе. Отчетливо выражена и более дробная структурно-фациальная зональность; для начала альпийского этапа (лейас-аален) она обоснована в трудах И.Р. Кахадзе, П.Д. Гамкрелидзе, К.О. Ростовцева, Н.В. Живаго, Н.В. Безносова, Д.И. Панова и многих других. Однако вопросы, рассматриваемые в настоящей статье, требуют группировки структурных элементов в крупные тектонические единицы, различающиеся не только наиболее важными особенностями состава, мощности и структуры осадочного чехла, но и характером магматизма. При таком подходе территория Кавказа для лейаса-аалена может быть разделена на две обширные литосферные плиты: Северо-Кавказскую и Закавказскую, разграниченные Бзыбско-Казбекским геосинклинальным трогом (рис. 1). Не исключено, что к югу от Закавказской плиты уже в это время существовал Эрзинджан-Севанский офиолитовый прогиб — самое северное звено сложно построенной области Тавро-Анатолид.

Северо-Кавказская плита представляет собой вовлеченную в сводовое поднятие Большого Кавказа южную часть Скифской платформы. Плита обнаруживает блоковое строение, в ранней юре и аалене она объединяла наиболее приподнятую и стабильную Лабино-Малкинскую зону, узкую Пшекиш-Тырныаузскую зону и расположенные к югу от нее краевые зоны, испытавшие относительное опускание и служившие северным бортом геосинклинали Большого Кавказа. Это Архыз-Гузеришльская зона, Псеашхинская, Домбайская и северная часть Штулу-Харесской депрессии, Восточно-Балкарская, Дигоро-Осетинская зоны и Внешняя зона Горного Дагестана. Южная граница Северо-Кавказской плиты выражена системами разрывных нарушений, которые мы объединяем под названием Авадхарско-Ларсской структурной линии. Отдельные ее элементы были описаны в разное время: Тугупсинский разлом В.Е. Хайна, Авадхарский надвиг В.И. Курочкина, Гутиатикаузская тектоническая линия Л.А. Варданянца, Бурон-Ларсский разлом Г.Д. Ажгирея, а также разломы, пересекающие р. Ассу к югу от селения Пуй и протянувшиеся далее через Горный Дагестан. Для рассматриваемого времени мы считаем Авадхарско-Ларсскую структурную линию одной из важнейших в

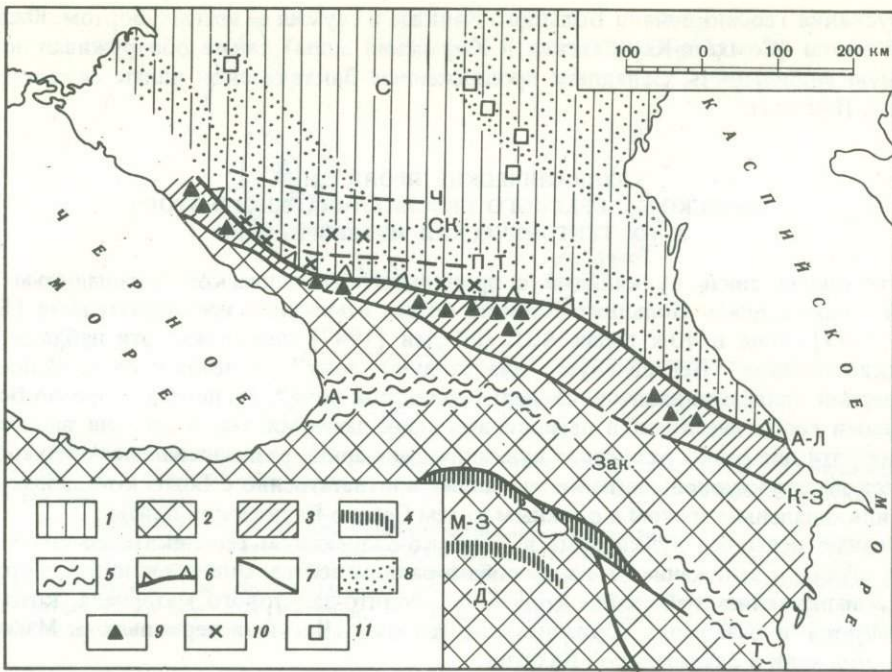


Рис. 1. Структурное положение северного края Тетиса на Кавказе в начале альпийского этапа (ранняя юра — аален)

1 — Северо-Кавказская плита — северные зоны складчатой системы Большого Кавказа, Северо-Кавказский краевой массив (СК) и смежные территории Скифской платформы (С); 2 — Закавказская плита (Зак) — Мисхано-Зангезурский (М-З) и Даралагезский (Д) массивы; 3 — Бзыбско-Казбекский геосинклиналиальный трог; 4 — Севанская и Вединская офиолитовые зоны; 5 — наложенные позднеальпийские Аджаро-Триалетская (А-Т) и Талышская (Т) складчатые системы; 6 — Аваджарско-Ларсская структурная линия (А-Л), которая принята авторами в качестве границы Тетиса; 7 — главные разломы (Ч — Черкесский, П-Т — Пшекиш-Тырныаузский, К-З — Краснополяско-Зангинский); 8 — распространение морских отложений на Северо-Кавказской плите; 9 — проявления толеит-базальтового вулканизма; 10 — Северо-Кавказский пояс известково-щелочного вулканизма; 11 — вулканические проявления на Скифской платформе (датированы условно)

масштабах Кавказа. На всем своем более чем 800-километровом протяжении она отделяла сравнительно мелководные фации Северо-Кавказской плиты от более глубоководных фаций Бзыбско-Казбекского трога и разграничивала области известково-щелочного и толеит-базальтового вулканизма.

Бзыбско-Казбекский геосинклиналиальный трог возник как сравнительно узкий и глубокий прогиб, протянувшийся вдоль оси геосинклинали Большого Кавказа. Мы назвали этот трог по Бзыбско-Казбекской структурно-фациальной зоне Д.И. Панова [1976], которой он соответствует в пределах Центрального Кавказа¹. Северо-западным продолжением последней служит Гойтхско-Ачишхинская зона, юго-восточным — Внутренняя зона Горного Дагестана. Заполнявшие геосинклиналиальный трог песчано-глинистые отложения с горизонтами вулканитов были сжаты в складки, рассланцованы и умещаются сейчас в полосе шириной 30–90 км, местами пережатой до нескольких километров. Южной границей этой полосы служит Краснополяско-Зангинская система разломов [Ломизе, Суханов, 1974].

Закавказская плита понимается нами в тех самых границах, в каких она была выделена В.П. Ренгартемом [1930]. Одни ее участки погребены под наложенными прогибами, другие — выступают в Дзирульском, Храмском и Локском массивах. Северный край плиты (Гагринско-Джавская и Вандамская зоны) был вовлечен

¹ Бзыбско-Казбекская зона понимается нами более узко, чем Д.И. Пановым. Из нее исключены Псашхинская, Домбайская и северная часть Штулу-Хареской депрессии, которые мы относим к Северо-Кавказской плите.

в опускания геосинклинали Большого Кавказа и служил ее южным бортом. Южный край плиты (Сомхето-Карабахская и Кафанская зоны) также обнаруживал повышенную мобильность. Западным продолжением Закавказской плиты служат Восточные Понтиды.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ БЗЫБСКО-КАЗБЕКСКОГО ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ТРОГА И ИХ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Отчетливая связь вулканизма с продольной тектонической зональностью юрской геосинклинали Большого Кавказа не раз отмечалась исследователями [Борсук, 1977]. Еще в 40-х годах А.П. Лебедев [1947] попыток эти наблюдения, противопоставив "Центральную (диабазовую) зону" раннеюрского вулканизма "Северной (андезито-дацитов) периферической зоне". Располагая гораздо более полными геологическими и петрологическими данными, мы и сегодня выделяем именно эти две резко различные вулканические зоны, разграниченные Авадхарско-Ларсской структурной линией и связанные соответственно с Бзыбско-Казбекским геосинклинальным трогом и с южным краем Северо-Кавказской плиты.

Первые вспышки вулканизма в Бзыбско-Казбекском геосинклинальном трогом сопровождали заложение этого прогиба в раннем лейасе. Они проявились спорадически извержением небольших количеств риолито-дацитового материала, который встречается в базальных горизонтах лейаса от г. Чугуш в верховьях р. Мзымты до р. Дид-хеви в Заалазанской Кахетии.

Позже, в течение лейаса и аалена, имели место лишь излияния однородной по составу базальтовой магмы. Покровы базальтов, силлы и дайки диабазов (реже лейкодиабазовые и пикритовые дифференциаты) сопровождают граувакково-аспидную формацию Бзыбско-Казбекского трогом на всем его протяжении. Они представлены особенно полно в Адайхох-Дарьяльской вулканической зоне Северной Осетии ("Казбекский диабазовый пояс" Л.А. Варданянца) и протягиваются на восток к верховьям Ассы, откуда одна ветвь пояса направляется в Дагестан, другая — в Кахетию. На крайнем западе, в Гойтхско-Ачишхинской зоне, однород-

Таблица 1

Средние химические составы вулканитов Кавказской окраины Тетиса
для начала альпийского этапа, %

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	50,65	52,48	63,69	68,12	59,41	72,72	62,86	68,58	74,22
TiO ₂	1,32	1,09	0,71	0,57	0,46	0,39	0,71	0,42	0,16
Al ₂ O ₃	17,81	18,66	17,51	16,18	17,90	13,16	18,40	16,35	15,20
Fe ₂ O ₃	2,41	2,79	1,22	1,32	2,77	0,99	2,86	1,30	1,04
FeO	7,73	6,51	4,06	2,67	5,29	2,44	1,96	2,11	0,98
MnO	0,29	0,23	0,10	0,09	0,16	0,06	0,09	0,09	0,06
MgO	7,60	5,98	2,39	1,81	2,97	1,79	1,78	1,21	0,45
CaO	8,30	7,60	4,14	3,09	6,88	2,72	4,71	3,94	1,46
Na ₂ O	3,16	4,29	4,38	3,92	3,27	4,93	4,99	4,11	3,72
K ₂ O	0,73	0,37	1,80	2,23	0,89	0,80	1,64	1,89	2,71
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Примечание. Вулканиты Бзыбско-Казбекского геосинклинального трогом: 1 — базальтоиды Адайхох-Дарьяльской вулканической зоны, по 73 анализам [Суханов, 1975]; 2 — базальтоиды серии Гойтх, по 33 анализам [Ломизе, 1969]. Вулканиты Северо-Кавказского вулканического пояса: андезиты (3) и дациты (4) Дигоро-Осетинской вулканической области, по 36 и 45 анализам соответственно [Цветков, 1977]; 5 — андезиты домбайского горизонта, по 4 анализам образцов Д.И. Панова; 6 — риолиты авадхарского горизонта, по 5 анализам [Ломизе, 1969]; андезиты (7), дациты (8) и риолиты (9) Карачаевской вулканической области, по 10, 12 и 12 анализам соответственно [Кондаков, 1974].

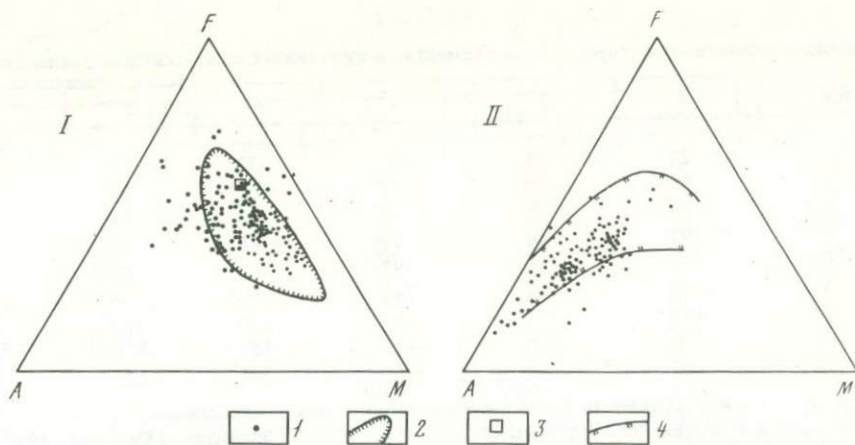


Рис. 2. Щелочно-фемическая характеристика вулканитов Бзыбско-Казбекского геосинклинального трога (I) и Северо-Кавказского вулканического пояса (II) для начала альпийского этапа (ранняя юра – аален)

1 – на диаграмме I – базальтоиды Адайхох-Дарьяльской вулканической зоны (Центральный Кавказ) и серии Гойтх (Северо-Западный Кавказ), на диаграмме II – вулканиды Дигоро-Оселинской, Карачаевской и Авадхарской вулканических областей; 2 – поле современных океанических базальтоидов, по обр. 298 [Марков и др., 1977]; 3 – средний состав базальтоидов древних платформ, по обр. 258 [Кутолин, 1972]; 4 – поле раннеандийского (триас–палеоген) окраинно-материкового вулканического пояса, по обр. 88 [Ломизе, 1975]

ная базальтоидная формация сменяется контрастной, которая образовалась в условиях чередования базальтовых и риолито-дацитовых извержений, связанных, по-видимому, с разобщенными магматическими источниками. Центры излияния базальтов размещались главным образом близ северной границы и в осевой части Бзыбско-Казбекского геосинклинального трога.

В петрохимическом отношении базальты Бзыбско-Казбекского трога близки к толеитовому типу (табл. 1), по содержанию калия и щелочно-земельных элементов они занимают промежуточное положение между абиссальными толеитами океанов и трапшами континентов (табл. 2). По содержанию сидерофильных элементов, а также по химическому составу клинопироксенов они ближе к океаническим толеитам. Как показано на диаграмме I (рис. 2), щелочно-фемические характеристики большей части образцов укладываются в поле современных океанических базальтов, там же дано сравнение со средним базальтом континентальных платформ.

Таким образом, развитие Бзыбско-Казбекского геосинклинального трога сопровождалось излиянием базальтов, которые по ряду показателей близки к океаническим толеитам. Тем не менее субстрат этого трога, скорее всего, оставался в основном сиалическим. Мы судим о нем по отдельным поднятым впоследствии массивам докембрийского сиалического фундамента (таким, как Адайхохский, Дарьяльский), которые пронизаны многочисленными дайками диабазов, составляющих местами 20% и более от общего объема [Андреев, 1945]. Выступы пород офиолитовой ассоциации, которые можно было бы считать отторженцами коры океанического типа, нигде не обнаружены.

Некоторое представление о характере субстрата может сложиться по составу вулканитов. Особенности химизма и минералогии риолито-дацитовых пород Северо-Западного Кавказа указывают на анатектическое происхождение исходного расплава за счет пород "гранитного" слоя коры или, по крайней мере, на значительную ассимиляцию последних [Ломизе, 1969]. Наличием сиалической коры и прохождением через нее базальтовой магмы можно объяснить повышенное содержание калия и щелочноземельных элементов в базальтоидах. Исходный расплав претерпел наибольшие преобразования на Северо-Западном Кавказе, где породы базальтового ряда обнаруживают высокую глиноземистость и признаки "известко-

Таблица 2

Средние содержания некоторых микроэлементов в вулканитах кавказской окраины Тетиса

Элемент	1	2	3	4	5	6
Sc	27	25	61	33	1	1
Cu	58	72	77	104	31	25
Co	59	26	32	40	16	12
Ni	197	44	97	85	26	22
Cr	564	315	297	162	59	43
V	305	122	292	250	74	71
Zr	158	98	95	130	161	200
Sr	306	118	130	450	280	253
Ba	166	82	14	244	510	527

Примечание. Вулканиты Бзыбско-Казбекского геосинклинального трога: 1 – базальтоиды Адайхох-Дарьяльской вулканической зоны, по 177 анализам [Суханов, 1975]; 2 – базальтоиды серии Гойтх, по 12 анализам образцов М.Г. Ломизе. Для сравнения: 3 – океанические толеиты [Engel et al., 1965]; 4 – континентальные толеиты [Лути, 1975], медь, по Ф. Уокеру и А. Польдерварту [1950]. Вулканиты Северо-Кавказского вулканического пояса: андезиты (5) и дациты (6) Дигоро-Осетинской вулканической области, по 85 и 210 анализам соот-

ветственно [Цветков, 1977]; андезиты (7), дациты (8) и риолиты (9) Карачаевской вулканической области, по 10, 12 и 12 анализам соответственно [Кондаков, 1974]. Для сравнения: 10 – четвертичные андезиты Чилийских Анд [Pichler, Zeil, 1972]; 11 – четвертичные дациты Новой Зеландии [Ewart et al., 1968]; андезиты (12) и дациты (13) Южно-Сандвичевой островной дуги [Фролова, Рудник, 1974].

во-щелочного” тренда кристаллизованной дифференциации. Вероятная причина этому – затрудненный доступ базальтовой магмы к поверхности, что в свою очередь могло способствовать зарождению под соответствующей частью трога упоминавшихся выше внутрикорковых очагов кислой магмы.

Наличие петрохимических признаков, сближающих базальты Бзыбско-Казбекского геосинклинального трога с океаническими, подтверждает возможность заложения и углубления этого трога в результате растяжения и утонения континентальной коры.

СЕВЕРО-КАВКАЗСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС КАК ЭЛЕМЕНТ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

В начале альпийского этапа (в раннем и среднем лейасе) вулканизм проявлялся и к северу от Авадхарско-Ларсской структурной линии, на окраине Северо-Кавказской плиты. Возникшие при этом Дигоро-Осетинская, Карачаевская и Авадхарская вулканические области разобщены, но укладываются в полосу шириной до 80 км и рассматриваются нами как элементы единого Северо-Кавказского вулканического пояса (см. рис. 1). Не исключено, что в это же время формировалась и часть плохо датированных вулканитов преимущественно кислого и среднего состава, вскрытых скважинами в центральных частях Скифской платформы: в Ейско-Березанском районе на западе и в районе Арзгира на востоке.

Сведения о вулканитах Дигоро-Осетинской вулканической области суммированы А.А. Цветковым [1977], Карачаевской – Л.А. Кондаковым [1974], Авадхарской – М.Г. Ломизе [1969]. К последней мы относим также вулканиты Домбайской депрессии [Мирчиник и др., 1970]. Извержения происходили в субаэральных или мелководно-морских условиях, вулканические продукты приурочены к отложениям нижнего-среднего лейаса, которые лежат несогласно на сиалическом палеозойско-докембрийском фундаменте. Вулканиты варьируют по составу от андезито-базальтов до риолитов, образуя отчетливо выраженную известково-щелочную серию с преобладанием андезитовых и дацитовых членов (см. табл. 1). Имеющиеся данные о химическом составе пород указывают на большое сходство с вулканическими сериями окраинно-материковых поясов и “зрелых” островных дуг, в то время как от “молодых” островных дуг их отличает иное распределение микроэлементов (рис. 3, см. табл. 2). Важным признаком можно считать, по-видимому, высокое содержание стронция (253–280 г/т) и бария (510–527 г/т).

для начала альпийского этапа, г/т

	7	8	9	10	11	12	13
He опр.		He опр.	He опр.	35	11	65	45
”	”	”	”	50	3	60	110
17	13	1	20	5	30	32	
33	16	3	50	3	12	14	
52	33	3	90	1	14	17	
130	89	21	135	26	90	125	
He опр.	He опр.	He опр.	210	215	55	60	
”	”	”	700	242	100	100	
”	”	”	680	680	70	70	

ветственно [Цветков, 1977]; андезиты (7), дациты (8) и риолиты (9) Карачаевской вулканической области, по 10, 12 и 12 анализам соответственно [Кондаков, 1974]. Для сравнения: 10 – четвертичные андезиты Чилийских Анд [Pichler, Zeil, 1972]; 11 – четвертичные дациты Новой Зеландии [Ewart et al., 1968]; андезиты (12) и дациты (13) Южно-Сандвичевой островной дуги [Фролова, Рудник, 1974].

Диаграмма II на рис. 2 показывает, что щелочно-фемические характеристики большинства образцов вписываются в поле известково-щелочной серии вулканического пояса Центральных Анд, который развивался на активной окраине континента в мезозое–палеогене, до начала неотектонической активизации и орогенеза [Ломизе, 1975].

Свойственная окраинно-материковым вулканическим поясам латеральная петрохимическая полярность выражена в Северо-Кавказском поясе весьма неоднозначно. Мы можем судить о ней по содержаниям калия, которые заметно нарастают от вулканических центров Авадхарской области, расположенных на удалении до 15 км от современного края плиты ($K_{60} = 0,7$; $K_{70} = 0,8$), к вулканическим центрам Карачаевской области, отстоящим на 50–80 км от современного края плиты ($K_{60} = 1,4$; $K_{70} = 2,8$). Однако в Дигоро-Осетинской вулканической области мы находим высокие содержания калия ($K_{60} = 1,3$; $K_{70} = 2,5$) на расстоянии не более 15 км от современного края плиты.

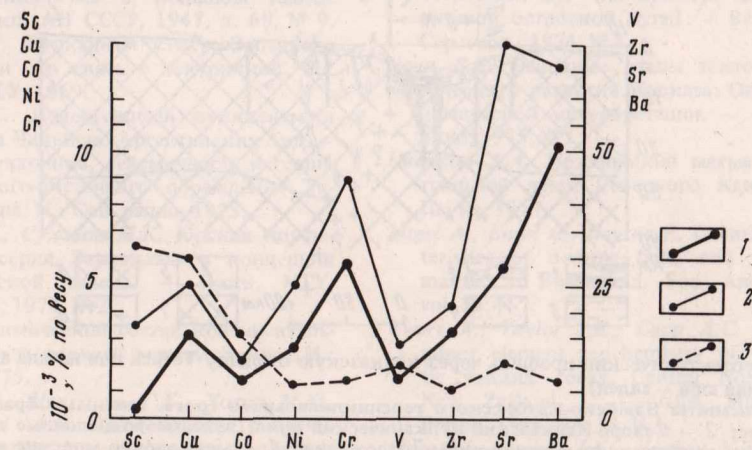


Рис. 3. Содержание микроэлементов в нижнеюрских андезитах Дигоро-Осетинской вулканической области (1) [Цветков, 1977, по обр. 85] в сравнении с андезитами современных вулканов Анд (2) [Pichler, Zeil, 1972] и андезитами Южно-Сандвичевой островной дуги (3) [Фролова, Рудник, 1974]

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ

С учетом изложенных выше представлений о тектонической зональности и характере вулканических проявлений может быть предложена следующая палеотектоническая реконструкция кавказской окраины Тетиса для начала альпийского этапа. В это время (ранняя юра—аален) заложился и развивался Бзыбско-Казбекский геосинклинальный трог, который рассматривается как структура растяжения, сопровождавшегося утонением подстилающей сиалической коры. На рис. 4, где показаны современные мощности "гранитного" слоя, по И.А. Резанову и В.И. Шевченко [1976], видно, что даже после фаз сжатия, завершивших развитие трога, "гранитный" слой под ними остался утоненным.

Поскольку Бзыбско-Казбекский трог геосинклинали Большого Кавказа был самым северным глубоководным прогибом Тетиса, северную границу последнего для добайосского времени мы проводим по Авадхарско-Ларской структурной линии. Закавказская плита рассматривается как один из микроконтинентов Тетиса. Мы не находим оснований для того, чтобы считать геосинклиналь Большого Кавказа тектоническим аналогом окраинного моря, отделенного от океана островной дугой, как это было недавно предложено [Адамия и др., 1977]. Вулканической дуги к югу от геосинклинали в раннеюрское и ааленское время еще не существовало. Пояс известково-щелочного вулканизма возник там позже, с байосского века, когда раннегеосинклинальные прогибы Большого Кавказа уже почти полностью замкнулись, а граница Тетиса сместилась на 200–250 км, за Закавказскую плиту, протянувшись к югу от нее. Это же смещение края Тетиса распознается, по-видимому, и в следующем, более западном, пересечении, проходящем через Родопский массив и Добруджу [Hsü et al., 1977].

В то время, когда северная граница Тетиса проходила по Авадхарско-Ларской структурной линии, Северо-Кавказский вулканический пояс занимал окраинно-материковое положение. Однако по сравнению с типичными вулканическими поясами активных континентальных окраин Тихого океана он выражен весьма неполно: извержения были связаны с небольшими изолированными центрами, объемы вулканического материала невелики, латеральная петрохимическая полярность выражена неоднозначно. Можно усмотреть соответствие между неполнотой проявления признаков активной континентальной окраины и характером сопряженного с ней Бзыбско-Казбекского прогиба, раскрытие которого определялось, по-видимому, растяжением и утонением сиалической коры, но не привело

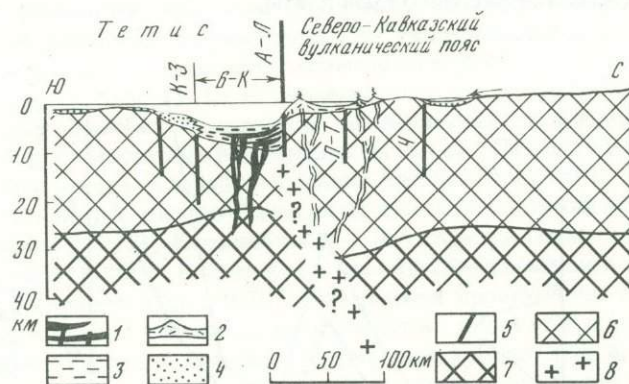


Рис. 4. Палеотектонический профиль через кавказскую окраину Тетиса для начала альпийского этапа (ранняя юра — аален)

1 — вулканиты Бзыбско-Казбекского геосинклинального трога, главным образом толеит-базальтовые; 2 — Северо-Кавказский вулканический пояс (известково-щелочные серии); 3 — относительно глубоководные терригенные отложения; 4 — мелководно-морские и континентальные терригенные отложения; 5 — главные системы разломов: К-3 — Краснополяно-Зангинская, П-Т — Пшекиш-Тырныаузская, Ч — Черкесская, А-Л — Авадхарско-Ларская структурная линия; 6 — "гранитный" слой коры, показаны современные мощности по данным глубинного сейсмического зондирования [Резанов, Шевченко, 1976]; 7 — "базальтовый" слой коры; 8 — возможное положение сейсмофокальной зоны Беньофа

к формированию субстрата океанического типа. Все же не исключена вероятность того, что под Северо-Кавказский пояс известково-щелочного вулканизма уходила зона Беньофа, условно изображенная на рис. 4. В существовании такой зоны можно искать объяснение асимметрии Бзыбско-Казбекского трога и его обрамлений: на северном обрамлении формировался вулканический пояс, а на южном вулканизма не было и аккумуляровались мощные терригенные толщи, нередко флишеидные. С предположением о глубинной ослабленной зоне, наклоненной на север, согласуется и ясно выраженная односторонняя вергентность возникшей впоследствии складчатой структуры, для которой характерны опрокидывание складок и перемещение надвигов в южном направлении. Вместе с тем требует дополнительных допущений то обстоятельство, что Северо-Кавказский вулканический пояс шириной около 80 км размещается сейчас на самом краю литосферной плиты, тогда как над современными зонами Беньофа вулканы отстоят от края на десятки километров.

Таким образом, для начала альпийского этапа (ранней юры—аалена) северную границу Тетиса следует, вероятно, проводить по Авадхарско-Ларсской структурной линии Большого Кавказа. Располагавшийся за ней край Северо-Кавказской плиты можно уподобить современным активным континентальным окраинам, однако полнота актуалистической аналогии ограничена при этом целым рядом существенных различий.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. — Геотектоника, 1977, № 4.
- Андреев Д.К. Новые данные о геологическом строении Главного Кавказского хребта в Дарьяльском ущелье. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 2.
- Борсук А.М. Магматические формации как индикаторы эндогенного режима подвижной области. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 2.
- Кондаков Л.А. Мезозойский магматизм восточной части Лабино-Малкинской зоны. М.: Наука, 1974.
- Куголин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972.
- Лебедев А.П. Палеогеография центров юрского вулканизма в Большом Кавказе. — Докл. АН СССР, 1947, т. 68, № 9.
- Ломизе М.Г. Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. М.: Изд-во МГУ, 1969.
- Ломизе М.Г. Донеогеновый вулканизм и тектоника Чилийско-Аргентинских Анд. — В кн.: Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана. М.: Сов. радио, 1975.
- Ломизе М.Г., Суханов М.К. Юрская порфировая серия Закавказья и концепция Закавказской плиты. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1974, № 2.
- Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975.
- Марков М.С., Некрасов Г.Е., Хотин М.Ю., Шараськин А.Я. Особенности петрохимии офиолитов и некоторые проблемы их генезиса. — Геотектоника, 1977, № 6.
- Панов Д.И. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития. — В кн.: Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976.
- Резанов И.А., Шевченко В.И. Эволюция земной коры Альпийской складчатой области юга СССР. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1976, № 2.
- Ренгартен В.П. Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа. — Тр. Третьего Всесоюзного съезда геологов, 1928 г. Ташкент, 1930, вып. 1.
- Суханов М.К. "Казбекский диабазовый пояс" Центрального Кавказа (междуречье Ардон—Асса): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1975.
- Уокер Ф., Польдерварт А. Долериты Карру Южно-Африканского союза. — В кн.: Геология и петрография трапповых формаций. М.: ИЛ, 1950.
- Фролова Т.И., Рудник Г.Б. Об анортозитовой тенденции дифференциации в вулканических породах ранних стадий развития островных дуг (на примере Южно-Сандвичевой островной дуги). — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1974, № 4.
- Хаин В.Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: Опыт геодинамической интерпретации. — Геотектоника, 1975, № 1.
- Цветков А.А. Мезозойский магматизм центральной части Северного Кавказа. М.: Наука, 1977.
- Engel A., Engel C., Havens R. Chemical characteristics of oceanic belts and the upper mantle. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, vol. 76, N 7.
- Ewart A., Taylor S.R., Capp A.C. Trace and minor element geochemistry of the rhyolitic volcanic rocks, Central North Island, New Zealand. — Contribs. Mineral. and Petrol., 1968, vol. 18, N 1.
- Hsü K.J., Nachev I.K., Vuchev V.T. Geological evolution of Bulgaria in light of plate tectonics. — Tectonophysics, 1977, vol. 40, N3/4.
- Pichler H., Zeil W. The Cenozoic rhyolite-andesite association of the Chilean Andes. — Bull. volcanol., 1972, vol. 35.

СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ КАВКАЗСКОГО СЕКТОРА СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА И СОВРЕМЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОНЦЕПЦИИ

Накопившиеся к настоящему времени материалы по тектонической структуре Кавказа со всей определенностью указывают на то, что в строении этого сооружения (или, по крайней мере, значительных его частей) определяющую роль играют дислокации, связанные с горизонтальными силами сжатия: чешуйчатые надвиги, покровы, зоны полной складчатости. Хорошо известны чешуйчатые надвиги верхнекайнозойских отложений Черногорской моноклинали и Передовых антиклиналей Восточного Предкавказья, изображенные на геологических профилях через Центральный и Восточный Кавказ (рис. 1, профили II и III). Такова же структура верхнеюрских и меловых отложений северного склона Большого Кавказа (надвиги Скалистого хребта) и Передовых антиклиналей Предкавказья. Анализ современных геологических и геофизических материалов позволяет сделать вывод о том, что нижне-среднеюрские, а возможно, и палеозойские отложения Восточного Кавказа также образуют три мощные пластины, надвинутые с севера на юг (см. рис. 1, профиль III). Фронтальные части этих пластин отвечают антиклинориям Главного и Бокового хребтов и Варандийской антиклинали Восточного Кавказа; кровля байкальского фундамента в образовании антиклинориев не участвует. В структуре пород герцинского комплекса Большого Кавказа, по данным И.И. Грекова, С.М. Кропачева, А.А. Белова и других, все более определенно выявляются элементы покровной тектоники [Белов, Омельченко, 1976; Греков и др., 1974; и др.]. Даже структура кристаллического байкальского фундамента Центрального Кавказа (см. рис. 1, профиль I), долгое время считавшаяся результатом дифференцированных вертикальных движений блоков земной коры, при ближайшем рассмотрении оказывается в значительной степени связанной с чешуйчатыми надвигами, морфологически очень близкими тем, которые определяют стиль тектоники более молодых отложений. Дислокации этого типа охватывают отложения всего доступного наблюдению стратиграфического интервала Большого Кавказа — от рифея до кайнозоя — и являются преобладающим видом тектонических деформаций, развитых в рассматриваемом регионе. Горизонтальная составляющая перемещения по некоторым из таких надвигов (или суммарно по нескольким сближенным надвигам) может превышать 10—15 км. Все это позволяет говорить о том, что чешуйчатые надвиги определяют внутреннюю структуру Кавказского складчатого сооружения.

Все попытки истолковать эти дислокации как вторичные, производные от "первичных вертикальных движений", гравитационные осложнения структур, сформированных этими вертикальными движениями, оказались неудачными. Во-первых, чешуйчатые надвиги могут целиком определять структуру складчатого сооружения, а вовсе не являться некими осложнениями поднятых блоков земной коры, связанных с вертикальными силами. В самом деле, осложнением чего можно считать весь мегантиклинорий Восточного Кавказа, внутренняя структура которого (см. рис. 1, профиль III) определяется серий надвигов? Во-вторых, перемещение материала при образовании чешуйчатых надвигов происходит, как правило, против действия сил гравитации, а инверсия плотностей пород, которая позволила бы объяснить это явление, в подавляющем большинстве случаев отсутствует. В-третьих, неизвестны сколько-нибудь соизмеримые с результатами надвигания (т.е. сжатия) следы компенсирующих его растяжений. Наконец, результаты изучения механизма очагов землетрясений показывают, что субгоризонтальные сжимающие напряжения, ориентированные нормально к простиранию складчатых сооружений, свойственны не только приповерхностным, как следовало бы ожидать при гравитационном разваливании поднятых блоков, но и глубинным частям земной коры [Балакина и др., 1977].

Поэтому мы полагаем, что перечисленные данные свидетельствуют о существовании поля самостоятельных горизонтальных напряжений сжатия в земной коре и о решающей роли таких напряжений в формировании складчато-надвиговой структуры Кавказа. Этот вывод самым решительным образом противоречит представлению о первичности вертикальных и вторичности горизонтальных движений.

Имеется, однако, группа очень существенных фактов, которые приводят к иному выводу. Это факты, свидетельствующие о длительном (со среднего девона, т.е. в течение 350 млн. лет) унаследованном развитии основных структур Кавказа. Дело заключается в следующем.

Если при изучении вертикальных перемещений земной коры всегда можно найти естественную нулевую точку отсчета (уровень океана, моря, озера), то для горизонтальных движений земной коры такого естественного репера нет. Можно судить только о сохранении или несохранении взаимного пространственного расположения тех или иных тектонических, структурных, фациальных и тому подобных зон в ходе геологического развития. Считается, что если горизонтальные движения проявляются, взаимное расположение таких зон должно измениться, что выразится в перестройках структурно-тектонического плана, возникновении новой системы прогибов и поднятий, разломов, антиклинорий и синклинорий, ориентированных под тем или иным углом к прежней системе. Очевидно, что при наличии таких перестроек ни о какой унаследованности речи быть не может, на что указывали И.Г. Кузнецов, Н.С. Шатский, Ю.М. Шейнманн, Е.Е. Милановский, Б.А. Петрушевский, В.Е. Хаин.

Если взглянуть с этих позиций на территорию Кавказа, то приходится сделать вывод, что в течение среднего и позднего палеозоя—мезозоя—кайнозоя сколько-нибудь значительных горизонтальных перемещений в этом районе не происходило. Приблизительно на рубеже раннего и среднего девона здесь возникли два эвгеосинклинальных трога кавказского направления (Южно-Кавказский и Крымско-Северо-Кавказский), а севернее заложился Донецко-Мангышлакский авлакоген [Резанов, Шевченко, 1978] (рис. 2). В Донецко-Мангышлакском авлакогене в течение герцинского этапа развития накопилось не менее 12–16 тыс. м осадков. Разрез начинается средним—верхним девоном, доступным наблюдению только по периферии прогиба; выше следуют чрезвычайно мощные отложения нижнего, среднего и верхнего карбона и нижней перми, на которые с угловым несогласием ложатся верхняя пермь и триас. В Южно-Кавказском трогe мощность герцинского комплекса равна 8–16 тыс. м. Здесь развиты отложения среднего и верхнего девона, нижнего, среднего и верхнего карбона, нижней и верхней перми и, вероятно, триаса. В Крымско-Северо-Кавказском трогe мощность пород герцинского комплекса достигает 8–13 тыс. м. Это видно на сейсмических профилях, один из которых проходит вдоль Горного Крыма, а второй пересекает Западное Предкавказье (рис. 3). В восточной части первого из них показан сейсмический слой, отвечающий альпийскому комплексу пород, выполняющему Индоло-Кубанский прогиб. Ниже располагается сейсмический слой, выходящий на дневную поверхность в Горном Крыму и, следовательно, имеющий в своем составе таврическую свиту. Мощность слоя здесь равна 6–7 км (можно предположить, что нижняя его часть сложена более древними, палеозойскими, отложениями) и возрастает до 13 км под Индоло-Кубанским прогибом. Те же слои выделяются и на втором профиле.

Перечисленные прогибы разделяются внедренными глыбами земной коры (Украинский щит, зоны Главного хребта и Лабино-Малкинская Центрального Кавказа, Грузинская и Азербайджанская глыбы, Малый Кавказ), где разрез разновозрастных отложений резко редуцирован; мощность их, как правило, не превышает 2–4 тыс. м, а нередко они полностью отсутствуют. Очень существенны фациальные различия между разновозрастными отложениями трогов и авлакогена, с одной стороны, и внедренных глыб, с другой. В первом случае представлены продукты инициального магматизма основного и среднего состава, отложения аспидно-сланцевой и флишевой формаций, во втором — продукты кислого и среднего магматизма и осадки эпиплатформенного типа.

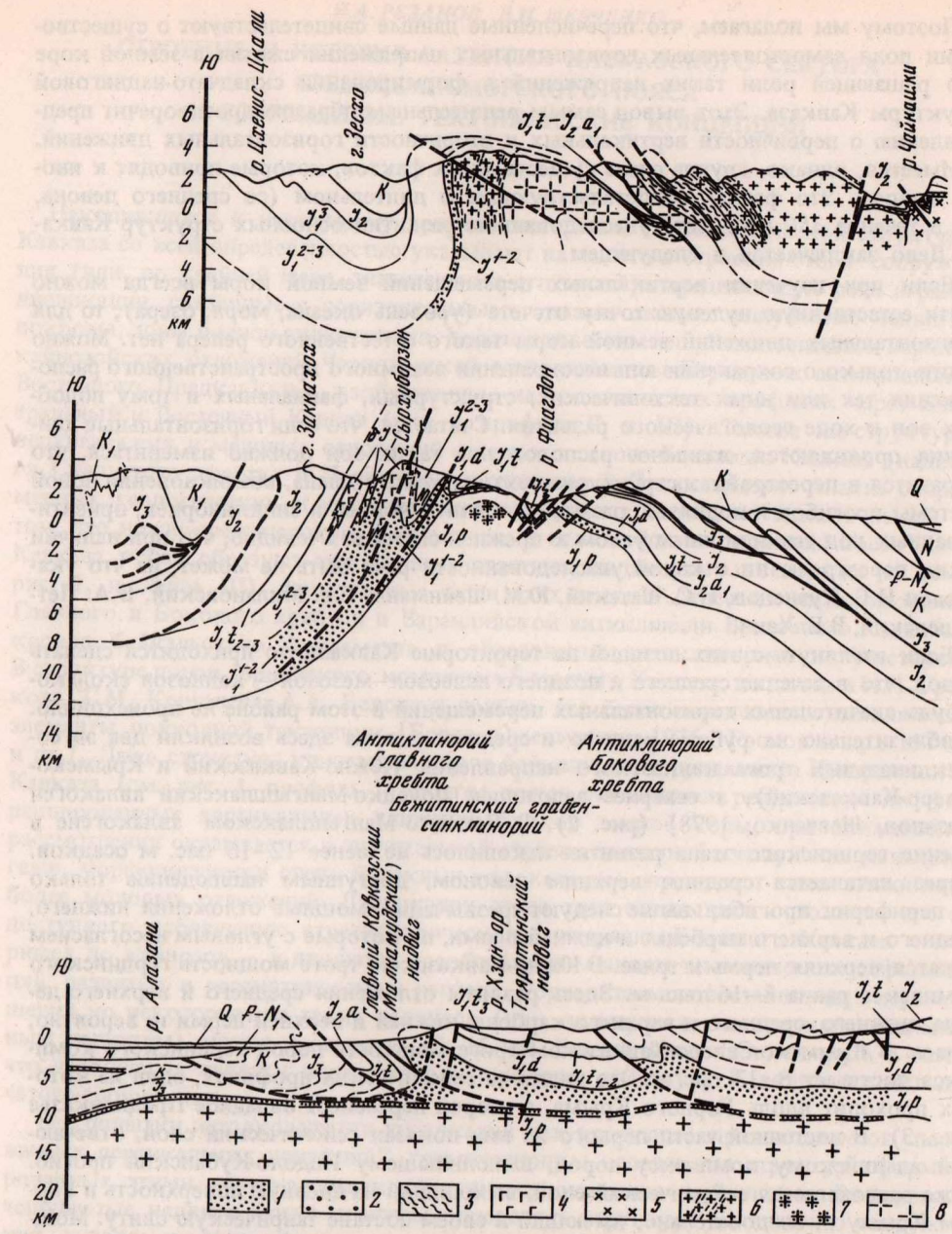
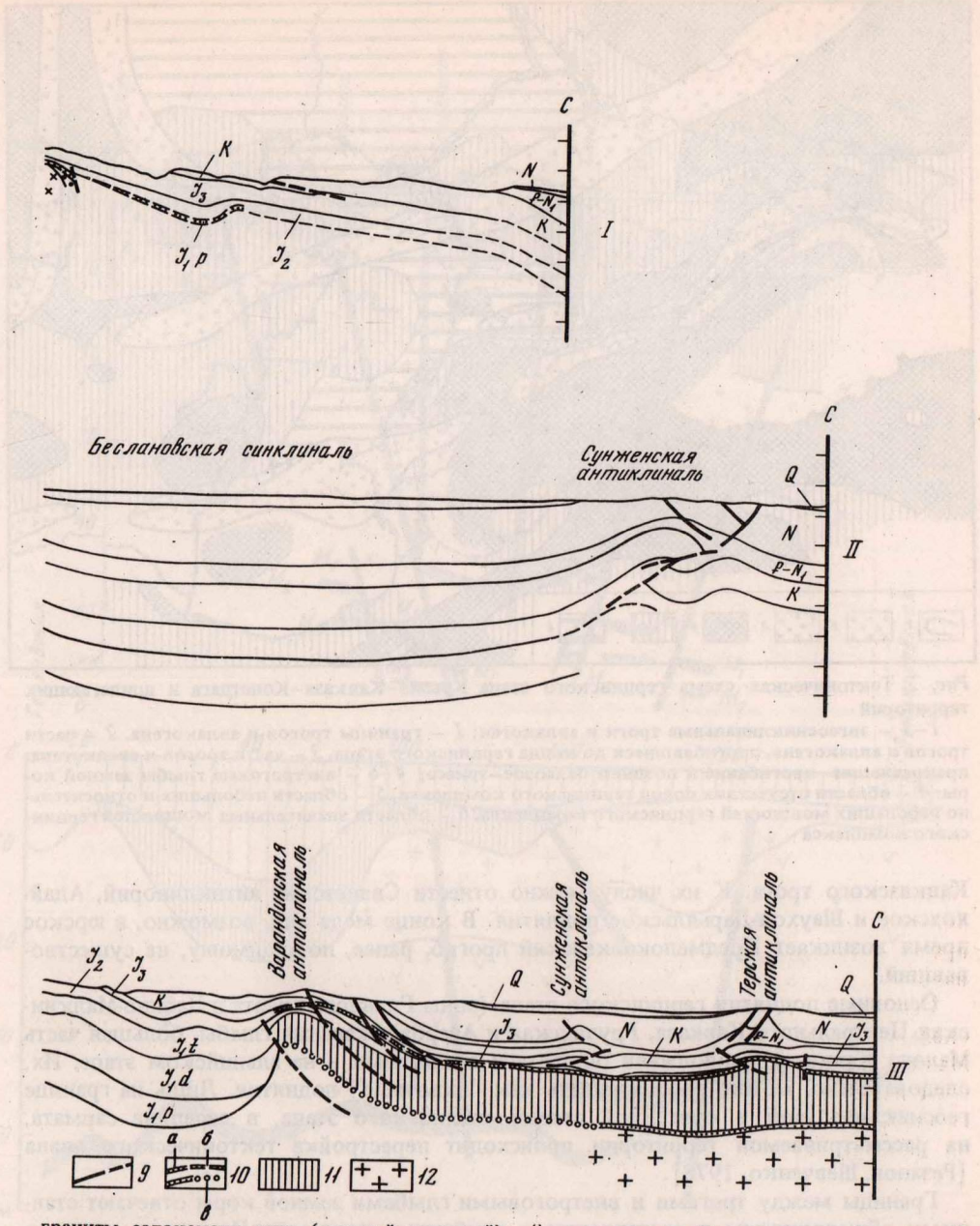


Рис. 1. Геологические профили через Центральный и Восточный Кавказ
 1 - нижний - средний лейас; 2 - безенгийская свита (рифей); 3 - уллучиранская свита (рифей); 4 - диабазы и порфириды (лейас); 5 - граниты уллукамского типа (поздний палеозой); 6 - гранитоиды балкарского типа массивные и гнейсоватые (средний палеозой); 7 -

В течение поздней перми-триаса постепенно прекращается прогибание на территории Донецко-Мангышлакского авлакогена. На большей его части возникают поднятия - Донбасс, вал Карпинского, а затем Мангышлакский Каратау. Отложения наибольшей мощности по-прежнему приурочены к Крымско-Северо-Кавказскому и Южно-Кавказскому трогам. Новообразованные поднятия, возникшие в пределах трогов, имеют незначительные размеры (Передовой хребет на Северном Кавказе, Сванетский антиклинорий).

Такая же картина сохраняется на альпийском этапе (рис. 4). В Южно-Кавказском трог на среднепалеозойских-триасовых отложениях лежат мощные (до



граниты садонского типа (средний палеозой); 8 - граниты р. Лъкези (средний палеозой); 9 - разломы; 10 - сейсмические границы: а - достоверные, б - приблизительные, в - предполагаемые; 11 - герцинский комплекс Восточного Предкавказья; 12 - байкальский комплекс Восточного Кавказа и Предкавказья

10-20 тыс. м) толщи всех отделов юры-мела, а местами и палеогена, что служит основанием для отнесения этого трога к числу структур "сквозного" развития. По существу, то же самое наблюдается и на территории Крымско-Северо-Кавказского трога. Здесь, в пределах Индо-Кубанского прогиба, т.е. на большей части трога, интенсивное осадконакопление продолжалось в течение как герцинского, так и альпийского этапа развития (см. рис. 3). И только наиболее узкие периферические части его (Горный Крым, Передовой хребет на Центральном Кавказе) превратились в области относительного или абсолютного поднятия. Такие же локальные поднятия, но гораздо меньших размеров возникли и в полосе Южно-

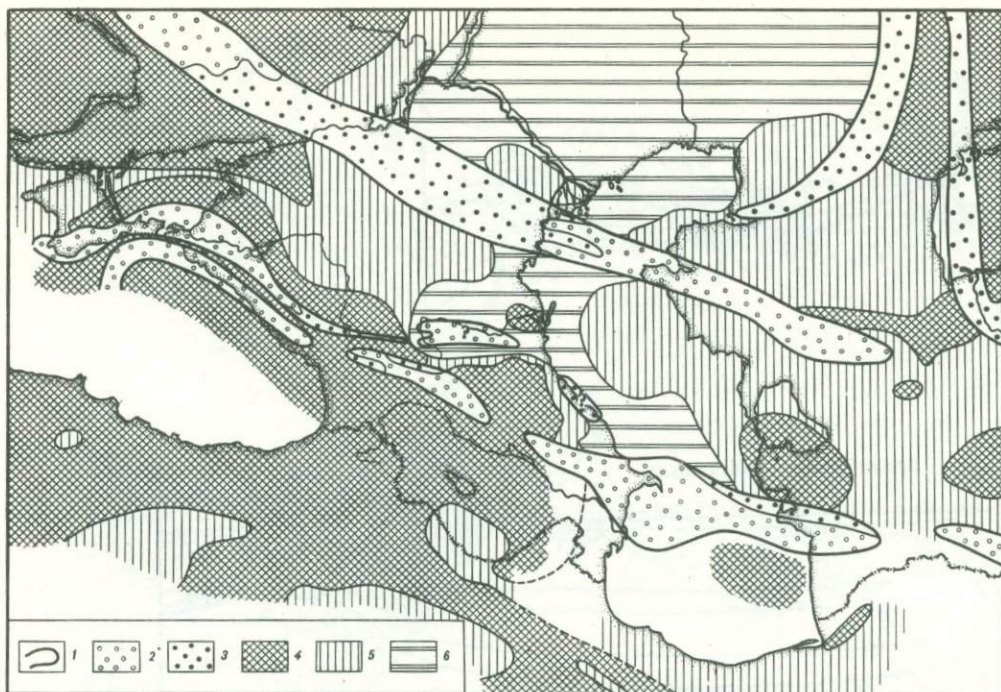


Рис. 2. Тектоническая схема герцинского этапа Крыма-Кавказа-Копетдага и прилегающих территорий

1-3 - эвгеосинклинальные трого и авлакогена: 1 - границы трогов и авлакогена, 2 - части трогов и авлакогена, прогибавшиеся до конца герцинского этапа, 3 - части трогов и авлакогена, прекратившие прогибание в позднем палеозое-триасе; 4-6 - внедренные глыбы земной коры: 4 - области отсутствия пород герцинского комплекса, 5 - области небольших и относительно небольших мощностей герцинского комплекса, 6 - области значительных мощностей герцинского комплекса

Кавказского трога. К их числу можно отнести Сванетский антиклинорий, Адахохское и Шаухох-Дарьяльское поднятия. В конце мела или, возможно, в юрское время возникает Предмалокавказский прогиб, ранее, по-видимому, не существовавший.

Основные поднятия герцинского этапа (зоны Главного хребта и Лабино-Малкинская Центрального Кавказа, Грузинская и Азербайджанская глыбы, большая часть Малого Кавказа) продолжали оставаться поднятыми и на альпийском этапе. Их, следовательно, можно рассматривать как "сквозные" поднятия. Лишь на границе геосинклинальной и орогенной стадий альпийского этапа, в середине сармата, на рассматриваемой территории происходит перестройка тектонического плана [Резанов, Шевченко, 1978].

Границы между трогами и внедренными глыбами земной коры отвечают ставшему общепринятым представлению о глубинных разломах. При переходе через эти границы мощность, стратиграфическая полнота, формационный облик разновозрастных отложений резко меняются. Так, к северу от г. Сырхуборзон (см. рис. 1, профиль II) можно непосредственно проследить быстрый переход маломощных субазальных эффузивов "кератофирового горизонта" (плинсбах) и песчаников (домер), развитых в зоне северного склона Центрального Кавказа, в значительно более мощные существенно глинистые отложения зоны южного склона. Поэтому подобные соотношения нельзя рассматривать как результат вторичного сближения по надвигам различных комплексов пород, первоначально находившихся на значительном расстоянии друг от друга.

Приведенные соображения об унаследованном развитии не распространяются на офиолитовые пояса Малого Кавказа, которые, по представлениям ряда исследователей, являются свидетелями былого существования обширных океанических впадин, закрывшихся в результате сближения пластин континентальной коры.

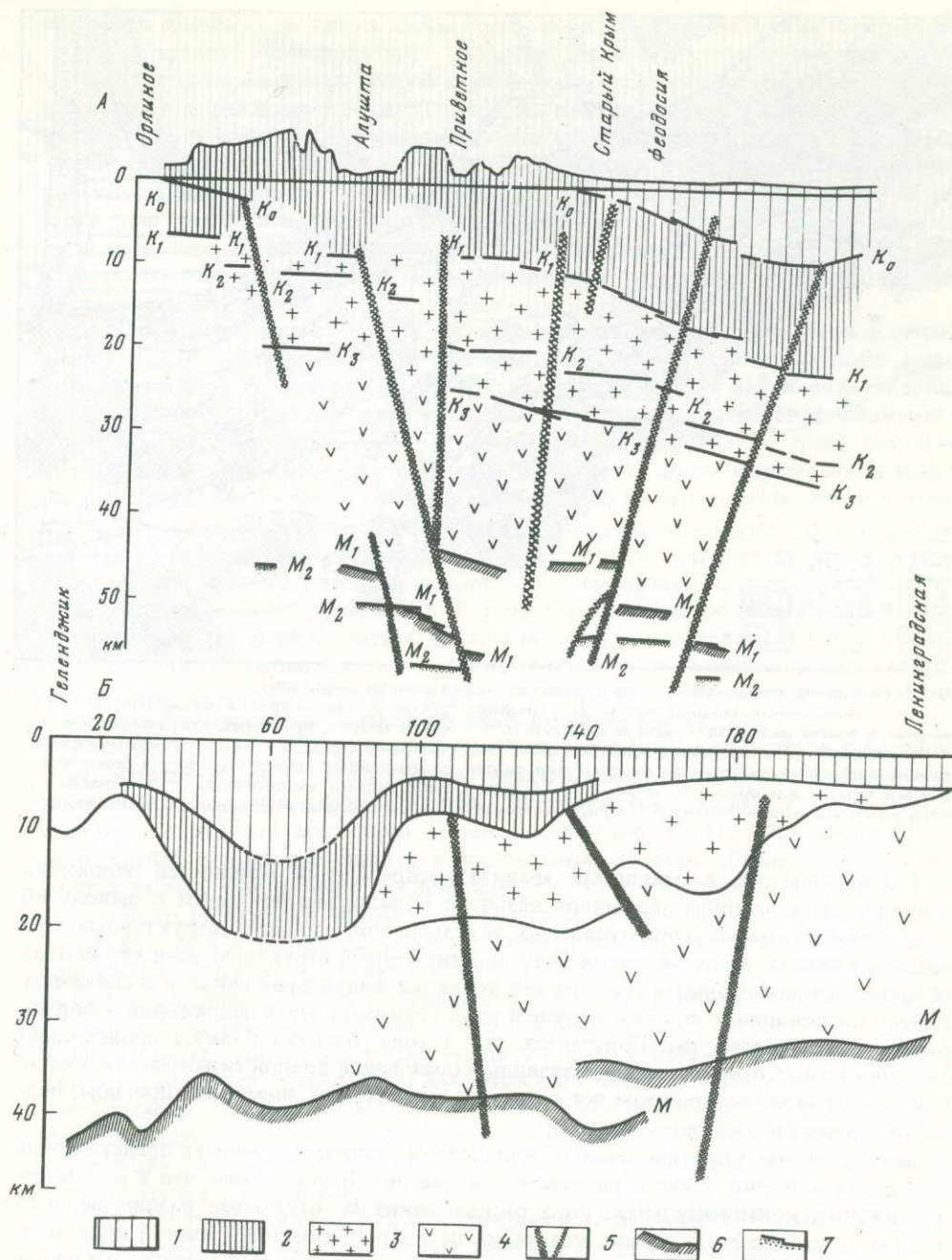


Рис. 3. Сейсмические профили вдоль Горного Крыма (А) и через Западное Предкавказье (Б), по В.Б. Соллогубу, Н.В. Соллогубу [1977] и И.В. Померанцевой с соавторами [1969] с геологической интерпретацией авторов

1-4 - комплексы: 1 - альпийский, 2 - герцинский, 3 - байкальский, 4 - добайкальский; 5 - разломы; 6-7 - границы Мохоровичича

Время существования этих впадин (поздняя юра-неоком) весьма незначительно по сравнению со временем развития эвгеосинклиналиных трогов. Нам представляется наиболее правдоподобной точка зрения М.Г. Ломизе и Д.И. Панова [1975], которые допускают относительно скромные первоначальные размеры соответствующих этим поясам бассейнов.

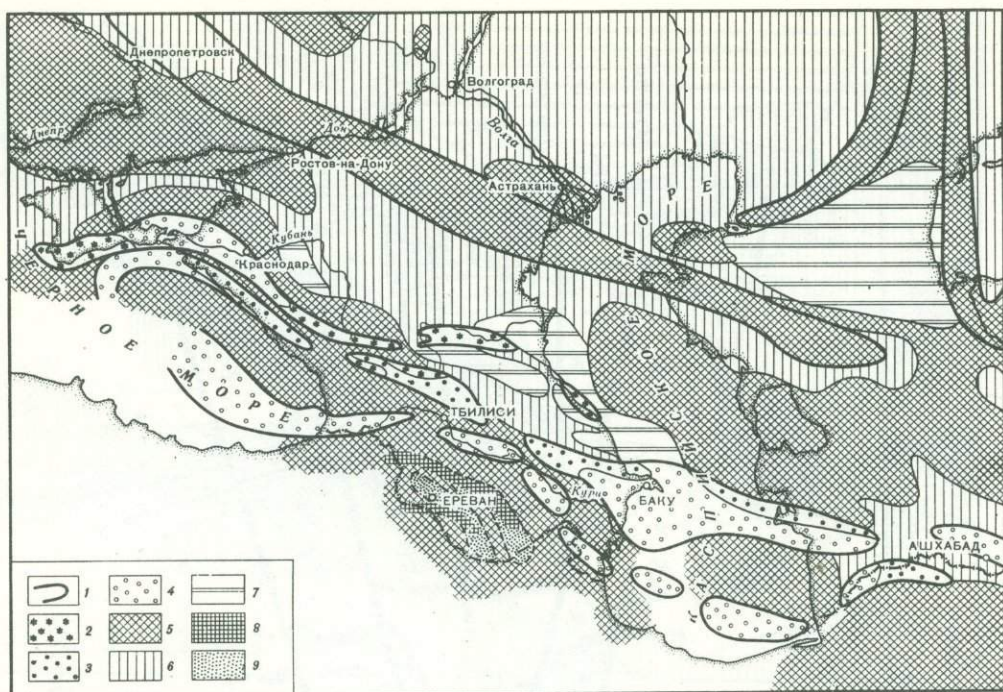


Рис. 4. Тектоническая схема геосинклинальной стадии альпийского этапа

1-4 — эвгеосинклинальные трогои: 1 — границы трогов, 2 — части трогов, прекратившие прогибание в конце палеозоя — начале мезозоя, 3, 4 — части трогов, продолжавшие опускаться до конца мезозоя (3), в мезозое и значительной части кайнозоя (4); 5-7 — внедровые глыбы земной коры: 5 — области отсутствия или сильно сокращенных мощностей пород геосинклинальной стадии альпийского этапа, 6 — области с небольшими мощностями, 7 — области со значительными мощностями; 8 — офиолитовые пояса; 9 — прогибы вдоль офиолитовых поясов

Таким образом, в результате анализа распределения мощностей отложений герцинского и альпийского этапов развития Кавказа мы приходим к выводу об отсутствии взаимных горизонтальных перемещений основных структурных элементов Кавказа. В то же время изучение внутренней структуры этой складчатой области, основным элементом которой являются чешуйчатые надвиги и связанные с ними дислокации, говорит о ведущей роли горизонтальных напряжений в формировании этой структуры. Получается, что в ходе развития Кавказа происходили горизонтальные перемещения, вызвавшие образование полной складчатости, надвигов и покровов, но при этом все основные структурные элементы (прогибы, поднятия) оставались на своих местах.

Выход из этого противоречия можно было бы попытаться найти в представлении о чередовании эпох общего растяжения и сжатия. Предположим, что в результате растяжения континентальная кора раскалывается на отдельные раздвигающиеся глыбы, в промежутках между которыми на новообразованной тонкой коре океанического типа возникают эвгеосинклинальные трогои или авлакогены. Эти прогибы заполняются мощной толщей осадков. В следующую затем эпоху сжатия глыбы континентальной коры сближаются, раздавливая более пластичную кору трогов или авлакогенов. Осадочные толщи, выполняющие их, частично сминаются в складки, частично выдавливаются на смежные поднятия, образуют покровы и чешуйчатые надвиги. Поскольку строение коры трогов и авлакогена, с одной стороны, и внедровых глыб, с другой, с самого начала оказывается принципиально различным (ослабленная пластичная кора в первом случае, мощная прочная — во втором), то при последующих фазах растяжений и сжатий горизонтальные перемещения будут реализовываться опять в раздвиганиях или сближениях тех же внедровых глыб, в раскрытиях и замыканиях тех же трогов или авлакогена, которые возникли при первом таком цикле. Таким образом, неоднородность, глыбовая

структура земной коры даже в случае горизонтальных перемещений ее частей может создать картину унаследованного развития основных структурных элементов.

Из этого предположения следует один вывод, справедливость которого (а следовательно, и справедливость самого предположения) может быть проверена. Он заключается в том, что формирование надвигов, покровов, полной складчатости должно происходить на фоне поднятия (т.е. сжатия), в периоды же интенсивного прогибания и осадконакопления (которые связаны, по-видимому, с растяжением) структуры этого типа не образуются. Материалы по Большому Кавказу самым категорическим образом противоречат этому. Оказывается, что чешуйчатые надвиги развиваются как в периоды предполагаемого сжатия, так и в периоды преимущественного растяжения.

Наиболее интенсивное растяжение на Кавказе происходило, вероятно, в течение юры—мела (с кратковременным сжатием на рубеже средней и поздней юры), когда почти повсеместно господствовали морские условия и накапливались толщи осадков, относящиеся к аспидносланцевой и, частично, к флишевой формациям, мощность которых в эвгеосинклинальном Южно-Кавказском тропе достигала 10—20 тыс. м. Однако оказывается, что именно в это время формируются многие из известных в настоящее время надвигов описываемого региона. Возраст надвигов и покровов определяется, в частности, следующим образом. В тех случаях, когда фронтальная часть надвиговой или покровной пластины по тем или иным причинам приобретает заметный наклон, ее перемещение характеризуется той или иной вертикальной составляющей. В результате над фронтальной частью такой пластины может сформироваться локальная область относительного или абсолютного поднятия, сопровождаемая соответствующими изменениями фаций и мощностей накапливающихся на этой территории отложений. По ним-то и можно судить о времени формирования соответствующих надвигов и покровов.

Как уже упоминалось, антиклинории Главного и Бокового хребтов и Варандинская антиклиналь Восточного Кавказа являются воздымающимися фронтальными частями мощных надвиговых пластин. Известно, что, начиная по крайней мере с раннего аалена или даже тоара [Резанов, Шевченко, 1978], антиклинорий Бокового хребта испытывал сначала относительные, а затем абсолютные поднятия. Следовательно, уже в тоаре—средней юре, т.е. во время предполагаемого господства общего растяжения, упомянутые пластины испытывали горизонтальное перемещение с севера на юг, что должно свидетельствовать о сжатии. Такая картина типична для Кавказа. Есть данные, свидетельствующие о том, что некоторые из надвигов северного склона Центрального Кавказа, возникнув в конце палеозоя, продолжали развиваться в течение ранней—средней юры.

Образование чешуйчатых надвигов происходит не только во время общих поднятий региона, что можно было бы объяснить общим сжатием, но и в периоды преобладания общего прогибания, которое обычно связывается с растяжением. Все эти данные приводят к заключению, что и с позиций чередования сжатия и растяжения наблюдаемая картина строения и истории развития складчатой области не может быть объяснена.

Таким образом, ни одна из существующих в геотектонике основных концепций не объясняет историю и механизм формирования структуры рассматриваемой складчатой области, не приводя к тем или иным противоречиям с фактическим материалом. Фиксистские гипотезы отрицают ведущую роль горизонтальных напряжений и складчато-надвиговых дислокаций в структуре этого сооружения, а мобилистские обходят молчанием упомянутые особенности истории развития региона. Реальное существование этих, на первый взгляд взаимоисключающих, характеристик складчатого сооружения показывает, что для выхода из этого видимого противоречия могут быть найдены какие-то новые, нетрадиционные пути.

Попытки приложения идей "тектоники плит" для объяснения структуры и истории развития Кавказа (за исключением офиолитовых поясов), по нашему мнению, не могут рассчитывать на успех. Представляется, что в данном случае подтверждается точка зрения А.В. Пейве [1977], который писал: "Для объяснения происхождения и геологической истории чрезвычайно сложной структурной мозаи-

ки блоков земной коры континентов ..., разнообразных по составу, величине и геологической истории, трудно опираться только на механизм конвекции, который неизбежно сводится к простой схеме "конвейера" с нырянием океанической коры в глубоководные желоба окраин океанов. Очевидно, необходимо искать иные причины и механизмы тектонических движений" (с. 7).

Остановимся несколько подробнее на некоторых мобилистских толкованиях структуры и истории развития Кавказа.

Имеются представления об одновременном существовании в мезозое—кайнозое на рассматриваемой территории нескольких эвгеосинклинальных бассейнов (шириной в сотни километров), ограниченных, как правило, с обеих сторон зонами Беньофа [Гамкрелидзе, 1977; Хаин, 1975], так что допускается одновременное существование до четырех—пяти таких зон. В пределах Кавказа они привязываются к прогибам Передового хребта, южного склона, офиолитовых поясов или только к офиолитовым поясам.

С точки зрения "тектоники плит" в зоне контакта литосферных плит может одновременно существовать только одна зона Беньофа и одна сопряженная с ней островная дуга. По обе стороны от них должны располагаться огромные, в тысячи километров в поперечнике, литосферные плиты. Такая картина обязательна, ибо все эти структурные элементы, а также соответствующие им конвективные ячеи в мантии физически могут существовать только в определенных пространственных масштабах. Поэтому в тех случаях, когда предполагается одновременное существование многих зон Беньофа на расстояниях порядка сотен, а то и десятков километров друг от друга, нарушается, по нашему мнению, принцип актуализма, лежащий в основе мобилистских реконструкций.

Этого недостатка лишена концепция, согласно которой на Кавказе существовала одна зона Беньофа и островная дуга — вдоль северной окраины океанического бассейна, отмеченного офиолитовым поясом Малого Кавказа [Адамия и др., 1977]. Однако здесь возникают следующие затруднения. Офиолитовый пояс тянется в субширотном направлении вдоль северной Анатолии, а полоса средне-верхнеюрских андезитов и андезито-базальтов, маркирующих, как предполагается, островную дугу, протягивается не вдоль этого офиолитового пояса, а уходит на северо-запад, в пределы Крыма, где и заканчивается. Прогиб же южного склона, отвечающий, согласно этим представлениям, окраинному морю, протягивается на Горный Крым или впадину Андрусова, где и пересекается с предполагаемой островной дугой. Таким образом, та закономерная смена тектонических структур Кавказского перешейка, которая позволила говорить об "активной континентальной окраине", выдерживается на очень незначительной территории. Кроме того, известно, что прогиб южного склона, отождествляемый с окраинным морем, существовал, по крайней мере со среднего девона, в течение всего мезозоя и частично даже в кайнозое. А океанический бассейн, с которым это окраинное море вместе с островной дугой должно составлять единую конструкцию, возник в юре (скорее всего — в поздней) и в конце раннего мела замкнулся [Книппер, 1975]. Таким образом, пространственные и временные, а следовательно, и генетические связи между этими элементами структуры не таковы, какими им следовало бы быть согласно изложенной точке зрения, что вынуждает отказаться от приложения ее к рассматриваемому региону.

Что касается других вариантов мобилистских построений применительно к Кавказу, то они обычно отличаются крайним схематизмом и опираются на очень ограниченный материал (наличие ультраосновных пород, основных и средних эффузивов, гранитов). Это не позволяет проверить, насколько такие построения согласуются с фактическими материалами по строению и истории развития района. Кроме того, сам принцип реставрации океанических бассейнов, основанный на развитии основных и ультраосновных пород, в настоящее время поставлен под сомнение. Согласно последним данным, часть офиолитовых комплексов могла возникнуть не в крупных океанических бассейнах, а в относительно нешироких прогибах других типов, также обладающих океанической корой [Пейве и др., 1977].

ЛИТЕРАТУРА

- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б.* Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. — Геотектоника, 1977, № 4.
- Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева Н.В.* и др. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. — В кн.: Результаты исследований по международным геофизическим проектам. Сейсмология. М.: Наука, 1977, № 8.
- Белов А.А., Омельченко В.Л.* Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа. — Геотектоника, 1976, № 2.
- Гамкрелидзе И.П.* Тектоническое развитие Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса. — Геотектоника, 1977, № 3.
- Греков И.И., Кропачев С.М., Момот С.П., Корень Т.Н.* Марухский покров в палеозое Северного Кавказа. — Сов. геол., 1974, № 2.
- Книппер А.Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975.
- Ломизе М.Г., Панов Д.И.* Пересечение Сванской офиолитовой зоны (Малый Кавказ). — Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 2.
- Пейве А.В.* Геология сегодня и завтра. — Природа, 1977, № 6.
- Пейве А.В., Богданов Н.А., Книппер А.Л., Перфильев А.С.* Офиолиты: Современное состояние и задачи исследования. — Геотектоника, 1977, № 6.
- Померанцева И.В., Мозженко А.Н., Егоркина Г.В.* и др. Результаты изучения строения земной коры и верхней мантии с помощью станции "Земля" в Азово-Кубанской впадине. — Прикл. геофиз., 1969, вып. 55.
- Резанов И.А., Шевченко В.И.* Строение и эволюция земной коры геосинклиналей. М.: Недра, 1978.
- Соллогуб В.Б., Соллогуб Н.В.* Строение земной коры Крымского полуострова. — Сов. геол., 1977, № 3.
- Хашин В.Е.* Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: Опыт геодинамической интерпретации. — Геотектоника, 1975, № 1.

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТониКИ ПАМИРА

На Памире стало традиционным проводить тектоническое районирование путем выделения так называемых структурно-формационных (структурно-фациальных, складчатых, тектонических) зон и этим заканчивать тектонический анализ [Синицын, 1957; Кухтиков, 1958; Бархатов, 1963]. Такой путь, как показали А.А. Богданов с соавторами [1972], справедлив лишь для начальных этапов тектонических исследований, ибо основывается на якобы эмпирическом совпадении суммы признаков, присущих каждой зоне, а именно: типов разрезов, характера магматизма, типов складчатости. Однако анализ имеющегося материала по Памиру показывает, что руководящим признаком при характеристике зон является или тип разрезов, или характер магматизма, а тип складчатости практически не учитывается. Это подтверждают составленные нами карты районирования Памира по типам стратиграфических разрезов, карта районирования Памира по типам магматических комплексов и карта тектонических форм Памира. Оказалось, что стратиграфические и магматические зоны совпадают друг с другом в редких случаях, и лишь тогда, когда магматические комплексы образованы стратифицированными вулканическими фациями. Интрузивные комплексы образуют ареалы, пересекающие границы стратиграфических зон. На карте тектонических форм отображены разрывные, складчатые и инъективные дислокации, классификация которых проведена по геометрическим (морфометрическим) признакам. Эта карта оказалась малоинформативной и ее анализ не позволил выделить районы с разным типом дислокаций, что связано с довольно низкой изученностью тектонических форм Памира.

Для того чтобы от выделенных по тем или иным признакам зон перейти к генетическим и историко-геологическим реконструкциям, что, по сути, и является конечной целью любого тектонического анализа, необходимо составление формационной карты. Именно совокупность формаций и образует те подразделения, за которыми закрепилась названия "платформа", "геосинклиналь", "орогенный прогиб" и т.д. [Косыгин, Соловьев, 1969]. В качестве конкретных формаций выступают реально картируемые геологические тела — толщи, свиты, серии, интрузивные массивы и комплексы. Состояние изученности магматических комплексов Памира позволяет провести формационный анализ на количественной основе по главным петрохимическим характеристикам (коэффициентам меланократовости, глиноземистости, общей щелочности и калиевоности) и выделить ряд магматических формационных типов [Кузнецов и др., 1976]. Изученность вещественного состава осадочных серий намного ниже, что заставляет проводить их формационный анализ на "породном" уровне. Стратиграфические взаимоотношения между формациями дают возможность построить их вертикальные и латеральные ряды, а различия в вещественном составе рядов — наметить два принципиально разных формационных типа: эвгеосинклинальный и миогеосинклинальный.

Под эвгеосинклинальным типом формаций нами понимаются ассоциации пород, разрез которых начинается мощными базальтовыми сериями. Подошва таких серий на Памире неизвестна, но предполагается, что они могли формироваться на коре океанического или переходного типа, а не на сиалическом платформенном основании, как это считают Б.П. Бархатов [1963] и Н.Г. Власов [1969]. Прогибы, выполненные данным типом формаций, будем считать эвгеосинклинальными. Одни из таких прогибов сравниваются с хорошо изученными эвгеосинклиналями с большой долей вероятности, другие отнесены к этой категории генетических структур достаточно условно.

Калайхумбская эвгеосинклиналь, впервые отнесенная к этой категории структур нами [Чернер, Буданов, 1974], является одной из наиболее представительных на Памире. По мнению С.В. Руженцева [Руженцев и др., 1977], она сформировалась в начале раннего карбона в результате раскола континентальной плиты. С юго-востока и северо-запада эвгеосинклиналь ограничивалась блоками с корой континен-

тального типа. О первоначальной ширине палеоокеанического трога судить трудно; можно только предполагать, что она значительно превосходила современную ширину этой структуры. Развитие ее началось в турне?-визейское время с формирования мощной (более 1500 м) вулканической серии афировых пиллоу-лав, отвечающих по составу натровым щелочноземельным меланократовым базальтам и андезитобазальтам нормального ряда. В намюре фациальный облик вулканитов изменился. Они представлены мощными (свыше 4000 м) толщами лавобрекчий и туфов, вещественный состав которых, оставаясь близким вышеописанному, испытал некоторую тенденцию к покислению. Эвгеосинклинальная стадия развития данного трога на этом закончилась. В позднем палеозое здесь накапливались терригенно-карбонатные осадки, а в конце перми—начале триаса — молассовые.

Разрезы, где можно было бы наблюдать подошву базальтов, в настоящее время неизвестны. Поэтому о типе фундамента Калайхумбской эвгеосинклинали трудно сказать что-либо определенное. В качестве фрагментов такового можно предполагать тела серпентинизированных перидотитов, обнажающихся в виде протрузивных тел по юго-восточному обрамлению эвгеосинклинали. Эти тела повсеместно маркируют край нижнепротерозойской Боршитской сиалической глыбы. Такая позиция может свидетельствовать о положении протрузий во фронтальной части надвига, по которому сиалическая глыба надвигалась (а по свидетельству С.В. Руженцева, и пододвигалась) как на эвгеосинклинальные комплексы, так и на расположенные к северо-востоку от них миогосинклинальные. Подобные альпинотипные гипербазиты могут рассматриваться как отторженцы меланократового фундамента океанического типа, тектонически перемещенные в верхние части коры.

В последнее время некоторые геологи [Нарижнев и др., 1977] считают выходы альпинотипных гипербазитов покровами ультраосновных лав. Такому представлению противоречат как геологическая позиция альпинотипных перидотитов, образующих неправильной формы тела, на 95% сложенные антигоритом, так и невозможность массовой серпентинизации ультраосновных вулканитов. Серпентиниты содержат до 18,74% по весу воды. Для вулканических же фаций в условиях резкого спада давления (до атмосферного) характерны мгновенное вскипание и освобождение от летучих компонентов, главным образом воды. Следовательно, для процессов серпентинизации не остается главного условия — наличия огромного количества воды, под действием паров которой при высоком давлении осуществляется замещение оливина серпентином.

В Баляндкинской эвгеосинклинали вулкано-плутоническая ассоциация, близкая офиолитовой, имеет пермский возраст. Плутонические фации образуют пластообразное крутопадающее тело. Породы принадлежат натровой щелочноземельной габбро-плагиогранитной формации. Контакты этого тела с вмещающими толщами тектонические. Вулканические фации относятся к натровой щелочноземельной меланократовой формации базальтов. Вулканиты залегают в виде самостоятельных толщ или переслаиваются с терригенными и карбонатными отложениями. Меланократовым фундаментом Баляндкинской эвгеосинклинали являются, вероятно, серпентинизированные перидотиты, установленные в виде протрузивных отторженцев внутри Баляндкинской габбро-плагиогранитной пластины. Вместе с тем в пределах эвгеосинклинали размещаются крупные тела калиевых гранитов. Такое соседство можно объяснить залеганием части эвгеосинклинальных формаций на одном из уступов сиалического фундамента при его расколе. Однако не исключено пододвижение сиалического фундамента под эвгеосинклинальный комплекс.

Менее всего изучена Ванчская эвгеосинклиналь. Ее разрез начинается с мощной зеленосланцевой формации венд-раннепалеозойского возраста, образованной в процессе метаморфизма вулканических пород основного состава, на что указывают реликты первичных структур. Выше расположены глинистые сланцы с биостромами жединских мегалодонтовых известняков. Завершает разрез мощная серия субщелочных базальтов пермского возраста, в которых размещается габбро-плагиогранитный массив. Меланократовым фундаментом этой эвгеосинклинали могут быть тела серпентинизированных перидотитов, включенные в виде протрузивных массивов в разные части эвгеосинклинального чехла.

Существенно иным составом вулканитов характеризуется Ишлийская эвгеосинклиналь. В основании ее разреза лежат кембрийские лавы (более 200 м), сложенные трахибазальтами; подошва их неизвестна. Выше следует мощная (до 2000 м) серия вулканогенных пород, сложенная латитами, альбитофирмами, кератофирмами, трахилипаритами; венчает разрез ордовикская глинисто-песчаная формация с прослоями водорослевых известняков и андезитов. В формационном отношении вулканиты принадлежат натро-калиевой субщелочной пересыщенной глиноземом лейкократовой формации андезитов. Проявления щелочного существенно андезитового вулканизма — возможное свидетельство рифтообразования на окраине континентальной плиты.

Фрагменты формаций эвгеосинклинального типа выявлены в настоящее время благодаря исследованиям В.И. Дронова и на территории Южного Памира. Нами изучены два наиболее крупных выхода — Марджанайский и Чатырташский. В обоих обнажаются мощные (до 1000 м) вулканиты, представленные пиллоу-лавами, спилитами, лавобрекчиями, тектонически контактирующими с миогеосинклинальными терригенными и карбонатными формациями. По своему составу вулканиты относятся к натровым субщелочным меланократовым базальтам нормального ряда. Корневые зоны этих базальтов неизвестны; очевидно только, что они не находятся в едином разрезе с окружающими их формациями миогеосинклинального типа, а залегают в виде аллохтонных пластин. На диаграмме Н.Л. Добрецова [1975] эвгеосинклинальные базальты Памира попадают в поле андезито-базальтовых серий островных дуг и в поле базальтов рифтовых зон.

В пределах глубоко метаморфизованных архейских пород Юго-Западного Памира эвгеосинклинальным набором отложений обладает хорогский ортокомплекс. Его строение детально изучено в последнее время К.Т. Будановой [1976]. В образованиях ортокомплекса преобладают метабазиты состава толеитовых базальтов, объединяющие породы вулканического и интрузивного происхождения. Амфиболовые, пироксен-амфиболовые, гранат-биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы являются, по всей вероятности, продуктом метаморфизма вулканических пород. Они прорывались массивами габброидов, превращенных в процессе метаморфизма и деформаций в будинированные массы эклогитоподобных пород, гранатовых амфиболитов и двупироксен-гранат-амфиболовых сланцев. Менее развиты метагипербазиты и генетически связанные с ними метабазиты состава пикритовых базальтов, пироксенитов и перидотитов, а также гранитоиды чарнокитовой формации. Подошва ортокомплекса неизвестна, так как он тектонически залегает на сиалических образованиях горанской серии. Верхняя граница с такими же по составу образованиями шахдаринской серии остается неопределенной. Традиционно этот контакт считается согласным, однако появляются материалы, позволяющие считать его также тектоническим. Если подтвердится первая точка зрения, то хорогский ортокомплекс, очевидно, следует рассматривать как фрагмент протоэвгеосинклинали, перекрытой миогеосинклинальным комплексом шахдаринской серии. Если же будет подтверждена тектоническая природа этого контакта, то хорогский ортокомплекс можно считать архейским аналогом современных рифтов, возникшим при расколе древней континентальной плиты.

Под миогеосинклиналями понимаются те структурные элементы Памира, в основании разреза которых обнажается или по косвенным признакам предполагается сиалический фундамент. По характеру отложений собственно миогеосинклинального комплекса намечается несколько разновидностей миогеосинклиналей: преимущественно терригенные, карбонатные и терригенно-карбонатные. Карбонатные породы насыщены органическими остатками, свидетельствующими об образовании в условиях неглубоких шельфовых бассейнов. В псаммитовой и алевролитовой фракции обломочного класса осадочных формаций, независимо от их возраста, преобладают полевой шпат и кварц, причем в полевошпатовой их части повсеместно преобладают плагиоклазы, что говорит о разрушении пород материнского субстрата с исходным плагиогнейсовым составом.

Несколько отличаются по формационному набору Сауксайская, Пшартская и Рушанская миогеосинклинали. Для первой из них характерны мощные (свыше

2000 м) внутригеосинклинальные вулканы контрастной калинатровой базальт-липаритовой серии турне-визейского возраста. Они имеют стратиграфические взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими их миогеосинклинальными формациями, а иногда замещаются последними в латеральном направлении. Формирование этого пояса вулкаников происходило, очевидно, на границе Калайхумбской эвгеосинклинали и расположенной южнее Сауксайской миогеосинклинали при взаимодействии базитовых магм с сиалическим основанием края Боршитской плиты, на котором развивалась миогеосинклиналь. Своеобразно строение Пшартской миогеосинклинали. Терригенно-карбонатный комплекс этого структурного элемента Памира близок по составу другим миогеосинклинальным комплексам. Однако завершают разрез Пшартской миогеосинклинали триасовые вулканы, принадлежащие к классу натровых субщелочных меланократовых базальтов. Эти вулканы залегают согласно на подстилающих черных сланцах, перекрывающие их отложения отсутствуют. Объяснить природу гумбезкольских вулкаников сейчас трудно. Может быть, их следует рассматривать в качестве формации начальной стадии рифтообразования. Рушанская миогеосинклиналь изучена очень слабо. Сейчас нельзя даже уверенно говорить о стратиграфической последовательности слагающих ее формаций, ибо остается дискуссионным положение мазанчутских вулкаников. Широкое развитие в пределах Рушанской миогеосинклинали гранитов с высоким коэффициентом калиевого содержания указывает на наличие сиалического фундамента в ее основании.

Фундамент обнажен лишь в некоторых миогеосинклиналях, во всех остальных случаях он предполагается по следующим косвенным признакам. Согласно представлениям А.В. Пейве с соавторами [1976], эволюция континентальной земной коры заключается в разрастании гранитно-метаморфического слоя за счет глубоких вещественных преобразований, обусловленных калиевой гранитизацией пород. При этом процесс гранитизации протекает во вполне определенных интервалах температуры и давления, соответствующих амфиболитовой фации метаморфизма. Эта фация на Памире известна в выходах древних метаморфических толщ, слагающих сиалический комплекс основания некоторых миогеосинклиналией, и в параавтохтонных глыбах. Можно допустить, что в тех миогеосинклиналях, где фундамент не обнажен, его сиалический состав находит отражение в интрузивах калиевых гранитов, внедренных в миогеосинклинальный комплекс. Нами определен коэффициент калиевого содержания $K = K_2O / (K_2O + Na_2O)$ (в мол. %) для всех гранитоидных комплексов Памира. По этому коэффициенту мы попытались разделить гранитоиды по областям формирования их очагов в архейской или протерозойской частях сиалического фундамента. Для исходных расчетов были использованы те гранитные массивы, которые размещаются непосредственно в докембрийских толщах и имеют достаточно отчетливо выраженные признаки анатектического происхождения. Для гранитов, размещенных в архейских породах, $K = 45,7-47,1\%$ (среднее 47,8%), а для гранитов в протерозойских породах $K = 31,9-44,9\%$ (среднее 36,8%). Значительное увеличение калиевого содержания от протерозойской части фундамента к архейской подтверждает точку зрения о возрастании зрелости сиалического основания в процессе эволюции. По-видимому, коэффициент калиевого содержания гранитов можно использовать как количественный показатель степени континентальности сиалического основания миогеосинклинальных зон.

На основе рассчитанных коэффициентов калиевого содержания все гранитоиды миогеосинклинальных зон Памира разделены по размещению гипотетического очага их формирования на архейские и протерозойские. Коэффициент калиевого содержания большинства гранитных массивов южной части Южного Памира укладывается в архейский интервал. Для гранитоидов северной части Южного Памира коэффициенты калиевого содержания гранитов указывают на протерозойский интервал, что отвечает их реально наблюдаемой геологической позиции. Примерно такими же коэффициентами калиевого содержания характеризуются и миогеосинклинальные граниты Северного Памира. В отличие от Южного Памира здесь вообще отсутствует какая-либо информация о вещественном составе архейской части сиалического фундамента. Существенно отличаются по коэффициенту калиевого содержания граниты вулканического пояса

Северного Памира. По химическому составу они близки базальт-диоритовой серии и связаны с ней постепенными переходами. В конечном счете эти граниты можно рассматривать как результат кристаллизации магм, возникшей при взаимодействии подкорковых расплавов с образованиями континентальной коры. Возможно, именно этим и объясняется низкая калиево-бариевая насыщенность гранитоидов, составляющая всего 23,8%. Гранитоиды эвгеосинклиального типа характеризуются резко пониженной калиево-бариевой — от 7,7 до 9,9%.

Анализируя взаимоотношения гранитов с миогеосинклиальными комплексами, можно прийти к выводу, что эволюция гранитного расплава происходит независимо от эволюции миогеосинклиального осадочного комплекса, а становление гранитов происходит намного позже формирования миогеосинклиального чехла. Поэтому попытки выделения структурно-формационных зон с определенным набором осадочных формаций и интрузивных комплексов миогеосинклиального типа обречены на неудачу. Несомненно, что особенности миогеосинклиальных гранитов целиком предопределены типом сиалического основания, в котором происходит генерация кислого расплава.

На Памире известно несколько выходов докембрийских пород, аналоги которых могут участвовать в строении фундамента. Однако повсеместно докембрийские породы не имеют стратиграфических контактов с миогеосинклиальным комплексом и поэтому отнесены нами к категории параавтохтонных глыб. По условиям метаморфизма они разделены на два типа. К первому относятся два выхода нижнепротерозойских пород в северной и центральной частях Памира, представляющие собой зональные комплексы; ко второму — докембрийские толщи Юго-Западного Памира с ареальным типом метаморфизма. В первых двух выходах четко проявлена зональность, направленная от осевых частей массивов к их периферии. Она выражена сменой минеральных парагенезисов от среднетемпературной амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций к низкотемпературной зеленосланцевой. Для докембрийских пород Юго-Западного Памира характерен равномерный ареальный тип метаморфизма в условиях высоких температур (700–900° С) и давлений (до 10 кбар). Фации метаморфизма — амфиболитовая и гранулитовая, причем последняя является диафторированной.

Складчатые и разрывные дислокации на Памире изучены слабо. Это связано с тем, что в процессе региональных геологосъемочных работ вопросам структурной геологии не уделялось должного внимания. Основные тектонические формы Памира вырисовываются сейчас такими же, как их охарактеризовал Б.П. Бархатов [1963]. Меняются лишь представления об их генезисе и внутреннем строении. Так, группой ленинградских ученых [Миллер и др., 1977] в результате детальных структурных исследований в пределах параавтохтонной глыбы Юго-Западного Памира доказано наличие нескольких генераций разномасштабных типов складчатости, наложенных одна на другую. В связи с этим крупные складки Юго-Западного Памира должны рассматриваться ныне как антиформы и синформы.

С.В. Руженцев [1971] высказал предположение о покровной природе Язгулемской пластины, известной ранее как Язгулемский синклиорий. Приводимые С.В. Руженцевым материалы лучше объясняют известные на сегодняшний день факты и должны несомненно учитываться при более детальных работах. Покровы на Памире известны давно. Впервые они были описаны К.Н. Паффенгольцем и М.И. Шабалкиным. В последнее время покровы установлены и в глубоко метаморфизованных докембрийских толщах Юго-Западного Памира [Буданов, Буданова, 1977]. В частности, таковыми считаются экзотические останцы хорогского ортокомплекса в пределах развития пород горанской серии. Повсеместно в основании хорогского ортокомплекса развиты милониты, перекристаллизованные в условиях фации дистеновых гнейсов. С этим этапом метаморфизма связаны высокотемпературный диафторез и повторная мигматизация образований гранулитового этапа. Возраст высокотемпературного амфиболитового этапа метаморфизма считается докембрийским. Таким образом, присутствие на Памире покровов можно считать доказанным, остаются невыясненными лишь масштабы покровообразования.

Обычно крупные разрывы на Памире, вслед за Н.М. Синицыным и Б.П. Бархатовым, относятся к категории краевых или глубинных разломов. Основным признаком таких разломов считается их длительное, т.е. конседиментационное развитие на контакте двух смежных блоков с разным типом осадконакопления. Однако в природных условиях отсутствуют такие разрезы, где одна колонна горизонтально лежащих отложений контактировала бы с другой на полную мощность. Повсеместно наблюдаются крутые и близкие к вертикальным залегания, в результате чего какая-либо толща одного ряда своими разными горизонтами взброшена или надвинута на одну из толщ другого ряда. Следовательно, разрывы, по которым проводится граница между разными формационными рядами, возникли после того, как сформировались эти ряды, и поэтому отнесены нами к категории постседиментационных взбросов и надвигов. Отсутствие латеральных переходов между формационными рядами и их частей в результате горизонтального сближения. В связи с изложенным выше вызывает возражение отнесение к категории глубинных (т.е. конседиментационных) Северо-Памирского разлома. В вершине Памирской дуги известно несколько разрывов, по которым палеозойские толщи разными своими частями взброшены на юрские и меловые отложения Заалайского хребта, а в долине р. Маркансу можно наблюдать, как вулканиды нижнего карбона надвинуты сначала на палеоценовые известняки, а далее по простиранию — на плиоценовую молассу.

Обосновывая принадлежность Памира к Средиземноморскому поясу, примем во внимание следующие обстоятельства. Сейчас еще не названа сумма признаков, позволяющая четко отделять один пояс от другого. Эти понятия прежде всего традиционные, историко-геологические и географические. В каждом поясе можно найти участки или конкретные геологические тела, которые по каким-то признакам можно сравнивать. Это могут быть элементы разреза, общность каких-то организмов, близкие комплексы полезных ископаемых или типы магматических формаций. Поэтому, рассматривая строение сложных поясов, к которому относятся и Средиземноморский, В.Е. Хаин отмечает лишь два главных признака: первый — параллельность простирания разновозрастных складчатых областей или систем (В.Е. Хаин называет их "простыми" поясами), составляющих сложный пояс, и второй — тесное прилегание таких систем друг к другу [Хаин, 1973]. В настоящее время благодаря работам В.И. Дронова, А.Х. Кафарского, С.С. Карапетова и других структуры Северного и Южного Памира протянуты далеко на запад, почти до западной границы Афганистана [Сборщиков и др., 1974]. В восточном направлении памирские структуры прослежены Н.А. Беляевским и В.М. Синицыным далеко в пределы Куьнлуна и Карокорума. Переход памирских структур в Тянь-шаньские непосредственными геологическими наблюдениями нигде не подтвержден.

Кроме того, в последнее время получены данные, позволяющие говорить о существенном различии в характере фундамента, на котором развивались миогеосинклинальные комплексы Памира, с одной стороны, и Южного Тянь-Шаня — с другой. Для Каратегина с возрастом субстрата в 3 млрд. лет уточненная оценка термодинамических условий гранулитового этапа — $T = 750-800^{\circ}C$, $P = 7$ кбар, амфиболитового — $T = 650-750^{\circ}C$, $P = 6$ кбар. Для Юго-Западного Памира (возраст 2,7 млрд. лет) гранулитовый этап характеризуется $T = 700-900^{\circ}C$, $P = 9-10$ кбар, дистенгнейсовый — $T = 650-700^{\circ}C$, $P = 6,5-8$ кбар. Таким образом, уже на гранулитовом этапе проявилась заметная разница между рассматриваемыми комплексами по давлению, которая стала еще более резкой при наложении высокотемпературного диафтореза. В итоге в Каратегине сформировались гнейсы и мигматиты с кордиеритом, а на Юго-Западном Памире — с дистеном. Равновесные ассоциации с дистеном установлены для зональных докембрийских комплексов Центрального и Северного Памира, что также указывает на режим повышенных давлений и в более северных районах Памира. Нам представляется, что различия памирского и Тянь-шаньского сектора сиалического фундамента могут выходить за рамки частного случая и указывать на принадлежность докембрийских образований Памира к гондванскому типу, а Тянь-Шаня — к лавразийскому.

ЛИТЕРАТУРА

- Бархатов Б.П. Тектоника Памира. Л.: Недра, 1963.
- Богданов А.А., Зоненшайн Л.П., Муратов М.В. и др. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков. — Геотектоника, 1972, № 5.
- Буданов В.И., Буданова К.Т. Тектонический режим становления докембрийского комплекса метамагматических пород Юго-Западного Памира. — В кн.: Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма. Свердловск, 1977.
- Буданова К.Т. Эклогитоподобные породы Юго-Западного Памира. — Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 5.
- Власов Н.Г. Схема тектоники Памиро-Гималайского сектора Азии. — В кн.: Вопросы стратиграфии палеозоя. Л.: Изд-во ЛГУ, 1969.
- Добрецов Н.Л. Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных базальтов. — Геол. и геофиз., 1975, № 2.
- Косыгин Ю.А., Соловьев В.А. Геологические формации и тектоника. Геол. и геофиз., 1969, № 3.
- Кузнецов Ю.А., Белоусов А.Ф., Поляков Г.В. Систематика магматических формаций по составу. — Геол. и геофиз., 1976, № 5.
- Кухтиков М.М. Тектоническое районирование Памира в альпийской структуре. — Учен. зап. Тадж. ун-та, 1958, т. 17, вып. 3.
- Миллер Ю.В., Седова И.С., Другова Г.М. О тектоно-метаморфических циклах докембрийских комплексов Юго-Западного Памира. — Геотектоника, 1977, № 2.
- Нарижнев В.В., Стеблова В.М., Давидзон Р.С. Об эффузивной природе и возрасте ультраосновных пород Северного Памира. — Сов. геол., 1977, № 4.
- Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии. — Геотектоника, 1976, № 5.
- Руженцев С.В. Особенности структуры и механизма образования сорванных покровов. М.: Наука, 1971.
- Руженцев С.В., Поспелов И.М., Сухов А.Н. Тектоника Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира. — Геотектоника, 1977, № 4.
- Сборщиков И.М., Дронов В.И., Калимулин С.М., Мирзод С.Х. Структурные соотношения Туранской плиты и складчатых сооружений альпийской складчатой области. — Геотектоника, 1974, № 2.
- Синицын Н.М. Схема тектоники Тянь-Шаня. — Вестн. ЛГУ, 1957, № 12.
- Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973.
- Чернер Э.С., Буданов В.И. Новые представления о тектонике Памира. — Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 5.

БАЙКАЛЬСКИЕ ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВЫЕ ПОЯСА ЮГА СРЕДНЕЙ АЗИИ И ИХ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА

На востоке Средиземноморского складчатого пояса (Афганистан, Памир, Каракорум) и по южному краю Урало-Монгольского пояса (Южный Тянь-Шань) довольно широко развиты мощные вулканогенно-осадочные образования, залегающие в основании всего фанерозойского разреза и первично регионально метаморфизованные в фации зеленых сланцев. В докембрийской истории рассматриваемой области эти образования занимают особое место. Уже не подлежит сомнению важнейший вывод о том, что именно они, а не гранитно-метаморфические комплексы раннего докембрия, составляют основание Средиземноморского складчатого пояса [Хаин, 1969, 1970, 1972; Муратов, 1969, 1972]. Данный вывод, как мы увидим, находит серьезное подтверждение в исследованиях последних лет по Афганистану, Памиру и Южному Тянь-Шаню. Изучение зеленосланцевых серий в этих регионах, по существу, только началось, но уже сейчас можно наметить некоторые основные закономерности в их строении и общей структурной позиции.

Прежде всего обращает на себя внимание тот факт, что зеленосланцевые серии обнажаются исключительно в обрамлениях раннедокембрийских блоков, отделены от них региональными разломами и содержат в своем составе продукты их размыва. Наряду с другими признаками это позволяет предполагать, что в период формирования зеленосланцевых серий гранито-гнейсовые образования раннего докембрия представляли собой крупные устойчивые области размыва, а в структурном плане — абсолютно поднятые элементы земной коры типа срединных массивов, вытянутые параллельно друг другу внутри складчатых поясов на многие сотни километров. Они названы нами кристаллическими осями, а все пространство между ними, где в эвгеосинклинальных условиях накапливались рифейские толщи, испытавшие региональный метаморфизм в фации зеленых сланцев, — зеленосланцевыми поясами [Карпетов, 1977].

При обобщении материала по зеленосланцевым поясам рассматриваемого региона выявлена важная особенность эпибайкальского этапа их развития, которая заключается в следующем. В пределах каждого пояса в разное время после байкальской складчатости стал формироваться очень протяженный, практически на всю его длину, конседиментационный прогиб, обнаруживающий удивительное постоянство в отношении литологии, полноты разрезов и их мощности, латеральной смены фаций и ряда других признаков, которые были присущи только данному прогибу и не повторялись в полной совокупности в прогибах соседних поясов. В сложной построенной и тектонически очень напряженной области, каковой является описываемая территория, это свойство эпибайкальских прогибов становится надежным и, пожалуй, единственным корреляционным признаком, позволяющим сопоставлять между собой отдельные отрезки пояса и находить их продолжения даже в тех случаях, когда сами зеленосланцевые толщи не обнажаются на поверхности или обнажаются только небольшими пятнами из-под образований чехла.

Итак, на юге Средней Азии, не затрагивая южную, собственно альпийскую, ветвь Средиземноморского пояса (Гималаи и их западное продолжение), выделены шесть байкальских зеленосланцевых поясов (с юга на север): Аргандабский, Гильменд-Южно-Памирский, Хаджигек-Центрально-Памирский, Герируд-Акбайтальский, Гиндукуш-Северо-Памирский и Южно-Тянь-Шаньский (рисунок). Протяженность большинства из них только в пределах рассматриваемой области превышает 1000 км, средняя ширина 30—50 км.

Аргандабский зеленосланцевый пояс заключен между Нуристанской (на юге) и Бадахшанской (на севере) кристаллическими осями. Верхнепротерозойские толщи обнажаются из-под фанерозойского чехла по всему бассейну р. Аргандаб, затем в районе Кабула они срезаются Памиро-Афганским сдвигом [Карпетов и

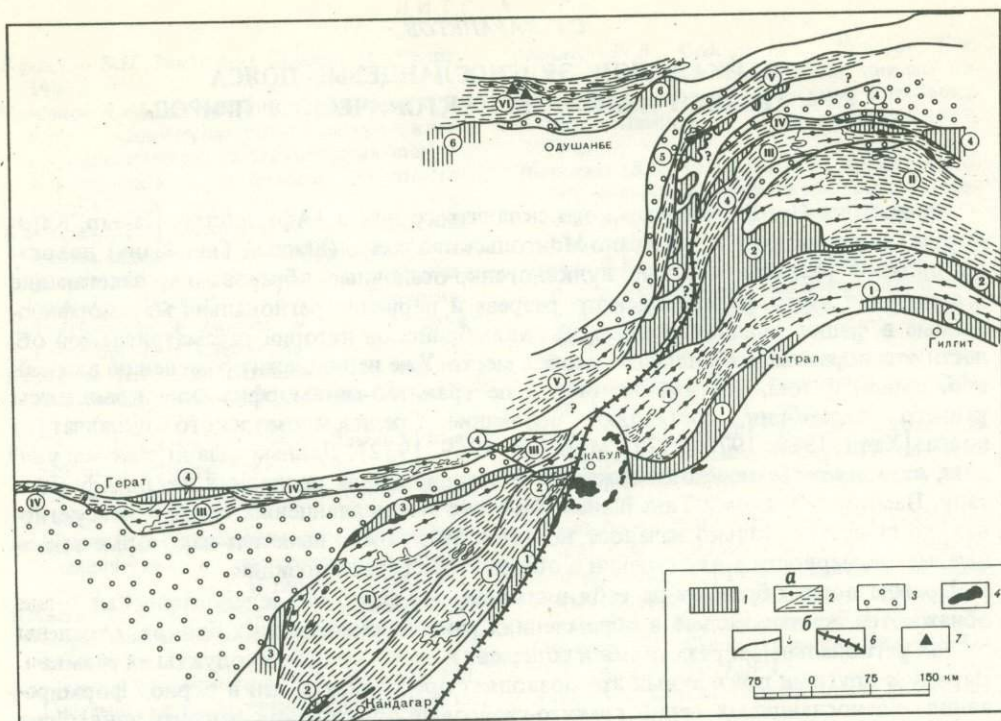


Схема расположения основных структурных элементов земной коры юга Средней Азии

1 – раннедокембрийские кристаллические оси; 2 – байкальские зеленосланцевые пояса; а – складчатый фундамент, б – эпибайкальский осадочный чехол; 3 – зоны последокембрийского рифтогенеза; 4 – гипербазиты; 5 – главнейшие структурные швы; 6 – Памиро-Афганский сдвиг; 7 – пункты находок глаукофановых сланцев. Цифры на схеме: I–VI – зеленосланцевые пояса (I – Аргандабский, II – Гильменд-Южно-Памирский, III – Хаджигек-Центрально-Памирский, IV – Герируд-Акбайтальский, V – Гиндукуш-Северо-Памирский, VI – Южно-Тянь-Шаньский), 1–6 – блоки кристаллических осей (1 – Нуристанской, 2 – Бадахшанской, 3 – Варазской, 4 – Музкольской, 5 – Курговатской, 6 – Афгано-Таджикской)

др., 1975] и появляются вновь уже за "кабульским клином" в Нуристане, откуда протягиваются непрерывной полосой через Гилгит в Трансгималаи.

Верхний протерозой бассейна р. Аргандаб, выделенный в чаманскую серию, впервые подробно описан в процессе геологических съемок в Афганистане [Карапетов и др., 1971; Демин и др., 1973; Довгаль, 1975]. От раннедокембрийских блоков, вытянутых цепочкой вдоль внешнего обрамления пояса, чаманская серия отделена крупными разломами. В строении серии участвуют четыре толщи: кварцито-сланцевая, терригенная, метабазитовая и метатуповая, суммарная мощность которых свыше 12 000 м.

Нижняя, кварцито-сланцевая, толща сложена зеленовато-серыми сланцами, пронизанными согласными и секущими прожилками кварца. Сланцы разделены выдержанными горизонтами кремовых и розовато-серых сливных микрокварцитов мощностью от 30 до 500 м. Их первичный состав, судя по отсутствию признаков обломочных структур, мозаично-зубчатым очертаниям кварца и очень редкой примеси слюды, скорее всего, отвечал кремнистым породам. Для сланцев установлены минеральные ассоциации: хлорит+альбит+мусковит+кварц; альбит+кварц+эпидот+серицит+хлорит; кварц+мусковит+биотит+хлорит; серицит+кварц+хлорит, — характеризующие в целом биотитовую субфацию фации зеленых сланцев. Мощность нижней толщи 5500 м.

Вышележащая терригенная толща сложена в основном зелеными, реже фиолетовыми и лиловыми филлитами, филлитовидными сланцами, рассланцованными метапесчаниками с редкими прослоями кварцитов, метагравелитов и выклинивающимися горизонтами серых мраморизованных известняков мощностью по 30–80 м. Подавляющая часть метапесчаников относится к грауваккам, в обло-

мочной части пород наряду с полевыми шпатами и кварцем встречаются обломки мигматитов и гранитов, однотипных гранито-гнейсовым образованиям из блоков раннего докембрия. Метапесчаникам и сланцам свойственны ассоциации: альбит+хлорит+белая слюда+кварц, — отвечающие фации зеленых сланцев, ее хлоритовой зоне. Общая мощность толщи до 6000 м.

Метабазитовая толща залегает в верхах чаманской серии, однако взаимоотношения ее с подстилающими отложениями остались невыясненными, скорее всего, они носят тектонический характер. Толща состоит из метаморфизованных диабазов, значительно реже — из спилитов. Наиболее крупный выход метадиабазов составляет широкую (1–1,5 км) полосу, протягивающуюся на 8–10 км. Это темно-зеленые и серые рассланцованные и массивные породы мощностью в несколько сот метров, первоначально описанные как субвулканические тела (комплекс Чаканак, по Ю.М. Довгалю и А.Н. Демину). Изучены они слабо. В них отмечаются эпидот, альбит, актинолит, серицит, кальцит, магнетит. Однако именно в такой ассоциации, как это показано в последних исследованиях, амфибол является индикатором давления; и если актинолит определен правильно, то эта толща метаморфизована при очень низких давлениях — не более 2–3 кбар — подобно офиолитам.

Разрез серии завершает метатufigовая толща мощностью 500 м, представленная метаморфизованными кислыми (?) туфами, туфопесчаниками, песчаниками и гравелитами. Изучены они слабо, минеральные парагенезисы не описаны.

Характер внутренней структуры серии удастся расшифровать в подметабазитовой части разреза, где развита система крупных линейных складок, открытых (с размахом крыльев до 5,5 км) и сжатых, нередко асимметричных, со средним наклоном крыльев 60–70°; некоторые из них прослеживаются на 10–20 км, обычно же они значительно короче. Крылья интенсивно дислоцированы и осложнены мелкими изоклинальными и опрокинутыми складками и пloyчатостью.

На описываемой территории Центрального Афганистана известны обнажения, где прекрасно видны стратиграфические взаимоотношения чаманской серии с вышележащими платформенными комплексами зоны Аргандаб, из которых самые древние — неметаморфизованные слои с вендскими водорослями [Демин и др., 1973]. Они лежат полого с резким угловым несогласием и базальными конгломератами в основании, что определяет довендский, скорее рифейский (учитывая кристаллическое обрамление пояса), возраст чаманской серии, ее зеленосланцевого метаморфизма и складчатости.

В целом по чаманской серии намечается довольно четкая метаморфическая зональность, включающая хлоритовую и более высокотемпературную биотитовую субфации зеленосланцевой фации (нижние две толщи), а также нерасчлененную зеленосланцевую фацию (толща метабазитов). Взаимоотношения пород обеих фаций, по-видимому, тектонические, переход же между субфациями постепенный с согласной сменой кварцито-сланцевой толщи терригенной. Существует, однако, мнение о приуроченности к этому стратиграфическому уровню регионального несогласия [Довгаль, 1975]. Нижние две толщи описываемой серии, судя по составу исходных пород, их мощности и характеру складчатости, формировались в геосинклинальных условиях и отвечают соответственно двум формациям: кремнисто-терригенной и граувакковой. Метабазитовая толща составляет типичную формацию начальной стадии развития эвгеосинклиналией, и в этой связи нам предстоит еще объяснить, почему она вместе с толщей метатufigов оказалась в кровле чаманской серии.

На нуристанском отрезке описываемого зеленосланцевого пояса отложения верхнего протерозоя изучены слабо. С севера и юга их выходы граничат соответственно с Бадахшанским и Нуристанским раннедокембрийскими блоками, от которых они отделены системой региональных разломов: Южно-Памирским, Зebak-Мунжанским и Нуристанским [Бархатов, 1963; Дезио, 1977]. Особенностью данного района являются многочисленные крупные массивы гранитоидов, вытянутые, как и весь пояс, в северо-восточном направлении вдоль протяженных тектонических швов. Под их воздействием верхнепротерозойские породы, представленные

чападаринской и ричаламской свитами [Геология . . . , 1973], на значительной площади гранитизированы и превращены в кристаллические сланцы, гнейсы, мраморы, неотличимые в целом от раннедокембрийских блоков, с которыми они объединялись в крупный срединный массив [Хаин, 1969; Славин, 1976; Перфильев, Моралев, 1971]. Лишь на достаточном удалении от интрузий в сравнительно слабо измененных участках разреза сохраняются зеленые хлорит-сланцевые сланцы, метаморфизованные известняки, кварциты и метагравелиты с минеральной ассоциацией: кварц+хлорит+актинолит+серцит, — подтверждающей первичную принадлежность этих толщ к зеленосланцевой фации метаморфизма. Мощность их около 3000 м. Породы повсеместно смяты в крутые складки северо-восточного простирания. Нормальных взаимоотношений с вышележащими породами чехла не установлено.

Крайнее восточное продолжение Аргандабского пояса можно предположительно наметить в районах Западного Каракорума между выходами раннедокембрийских кристаллических толщ Гилгитского и Центрально-Каракорумского блоков [Карпетов, 1977]. В тектонических клиньях сохранились фрагменты чехла — палеонтологически датированный силур, девон, карбон и пермо-триас аргандабского типа. Основная же площадь здесь сложена так называемыми сланцами Чалт, вероятно, докембрийского возраста [Беляевский, 1966], хотя их сравнивают с верхнепалеозойскими и даже меловыми образованиями [Schneider, 1957, 1960; Децио, 1977]. В составе данной серии описываются зеленые сланцы, песчаники, песчаные кварциты, а также горизонты метаморфизованных известняков и подводных вулканитов основного состава в верхней части разреза; в целом же строение ее остается неизученным.

Гильменд-Южно-Памирский зеленосланцевый пояс протягивается параллельно Аргандабскому и отделен от него цепью раннедокембрийских блоков Бадахшанской кристаллической оси. Аналогичные блоки известны и по северной границе пояса, где они составляют Варазскую ось.

Верхнепротерозойские отложения в пределах этого пояса занимают наибольшие площади в Центральном Афганистане, в бассейне р. Гильменд, где впервые описаны автором в составе серии Барманай. От раннедокембрийских блоков их отделяет система крупных надвигов, северный из которых, Варазский, трассируется мелкими телами серпентинизированных гипербазитов. Барманайская серия имеет двучленное строение и очень напоминает подметабазитовую часть чаманской серии. Нижняя толща мощностью более 1000 м может быть условно сопоставлена с кварцито-сланцевой толщей серии Чаман. Это темные и зеленовато-серые филлитовидные и кремнистые сланцы и филлиты, микрокварциты, мраморизованные известняки. Их частое (через 2–10 см) переслаивание придает толще характерный тонкополосчатый вид. Верхняя половина серии мощностью 2500–3000 м, как и в бассейне р. Аргандаб, представлена неравномерно переслаивающимися серыми, темно-серыми, зеленовато-серыми, фиолетовыми и лиловыми филлитами, филлитовидными сланцами, метапесчаниками с прослоями мраморизованных известняков. Ассоциации в метапелитах: альбит+кварц+серцит+хлорит — указывают на принадлежность верхней половины барманайской серии к хлоритовой субфации; зная характер распределения метаморфической зональности в аргандабских разрезах, можно с большой долей вероятности допустить, что нижняя половина барманайской серии будет отвечать в основном биотитовой субфации.

Особый интерес представляет 500-метровая толща метапелитов в верхней половине серии с часто рассеянной разной величины (иногда до 10 см) и хорошей окатанности галькой плагиогранитов, весьма близких по составу к плагиогранитам варазского комплекса из гранито-гнейсовых блоков. Выходы толщи с этой галькой установлены автором по обоим бортам зеленосланцевого пояса вблизи указанных блоков (район Шахристана и Урузгана), что является убедительным свидетельством формирования данного пояса одновременно с денудацией соседних раннедокембрийских кристаллических осей. Во внутренней структуре серии установлено несколько крупных и протяженных складок субширотного простирания, осложненных на крыльях крутыми и изоклинальными складками более высокого порядка. С резким угловым несогласием их перекрывают практически не смятые полого

лежащие отложения фанерозойского чехла, основание которого по мере удаления от осевой части пояса постепенно омолаживается от верхнего девона до верхней перми включительно. Доверхнедевонские отложения здесь первично отсутствуют. Неизвестны они также на памирском отрезке пояса и в более восточных районах. Это является характерной особенностью всего Гильменд-Южно-Памирского пояса, который в отличие от Аргандаб-Южно-Каракорумского и других поясов, испытав байкальскую складчатость, длительное время (венд—средний девон) не вовлекался в область седиментации и представлял устойчивое поднятие вместе с обрамлявшими его кристаллическими осями добайкальской консолидации.

На территории Юго-Восточного Памира, куда протягивается описываемый зеленосланцевый пояс [Карапетов и др., 1975], отложения верхнего протерозоя в основном перекрыты мощным чехлом каменноугольно-юрских осадков и только в отдельных районах, приуроченных к южной и северной границам пояса, они выходят на дневную поверхность. Южный выход, самый крупный по площади, сложен аличурской серией мощностью 3000 м, которая непосредственно граничит с Бадахшанским раннедокембрийским блоком. Граница их проходит по Мац-Кокбайскому разлому [Хорева, Блюман, 1974], затем продолжается на запад вдоль зоны, выполненной пластообразным Памиро-Шугнанским плутоном и сливается с Гунтским надвигом. Эта система разломов является одновременно и южной границей зеленосланцевого пояса на данном его отрезке.

Несмотря на сравнительно хорошую изученность аличурской серии, в оценке ее метаморфической эволюции существуют известные противоречия. Одни исследователи [Расчленение . . . , 1976; Структурная эволюция . . . , 1977] считают, что данные отложения подверглись прогрессивному метаморфизму одновременно в широких пределах от зеленосланцевой фации до амфиболитовой включительно. По мнению других [Хорева, Блюман, 1974], которого придерживается и автор, первичный метаморфизм пород аличурской серии не поднимался выше зеленосланцевой фации, а имевшие место более высокотемпературные преобразования возникли в ходе мезозойской плутоической активизации, с которой связано формирование крупных масс гранитоидов. Их внедрение сопровождалось широко развитыми процессами метаморфизма и гранитизации, появлением на большой площади биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсов, кристаллических сланцев, мигматитов. Метаморфизм пород неравномерный, благодаря этому в ряде обнажений Б.Я. Хоревой удалось установить первичный состав аличурской серии. Это в основном хлорит-мусковитовые, эпидот-хлоритовые сланцы, кварциты и мраморизованные известняки с минеральной ассоциацией: биотит+мусковит+кварц+плагиоклаз, — относящиеся к фации зеленых сланцев. Отложения собраны в протяженные (до 50—70 км) открытые складки, крылья которых характеризуются передко весьма сложным строением. Позднепротерозойский возраст аличурской серии принимается многими исследователями; он подтвержден изотопными датировками — 900—1000 млн. лет [Хорева, Блюман, 1974] и находками микрофоссилий, близких к позднедокембрийским [Структурная эволюция . . . , 1977]. Другие считают ее ниже (?) —среднепротерозойской или только нижнепротерозойской [Расчленение . . . , 1976; Баратов и др., 1977].

Следующий к северу выход зеленосланцевых пород описан в литературе как самостоятельная североаличурская серия [Расчленение . . . , 1976], хотя в сущности это лишь фрагмент той же аличурской серии, но без следов повторного метаморфизма из-за некоторой удаленности данного выхода от активного края пояса. Отложения представлены (по данным К.Т. Будановой и др.) зеленовато-серыми хлорит-серицитовыми сланцами, песчаниками и кварцитами с прослоями мраморизованных известняков и метадиабазов с минеральными ассоциациями: хлорит+серицит+кварц+альбит; кварц+белая слюда+хлорит; кальцит+доломит+тремолит; актинолит+альбит+кварц+хлорит, — обычными для фации зеленых сланцев. Мощность отложений 1000 м. На них с отчетливым угловым несогласием залегает терригенная толща каменноугольного (?) либо триасо-юрского возраста.

Еще один выход условно рифейских отложений известен вдоль северной границы Юго-Восточного Памира, где, по И.В. Пыжьянову, обнажается толща серых,

темно- и зеленовато-серых кварц-мусковит-биотитовых, эпидот-хлорит-кварцевых сланцев, кварцитов и кремнистых пород. Очевидно, и здесь мы имеем фрагмент аличурской серии, составляющей, таким образом, байкальское складчатое основание всего Юго-Восточного Памира.

Далее на восток Гильменд-Южно-Памирский зеленосланцевый пояс находит свое продолжение в структурах Агыла и Локзуна, поскольку именно в эти районы прослеживаются породы чехла Юго-Восточного Памира с характерным для всего пояса неполным типом фанерозойского разреза [Беляевский, 1965; Пейве и др., 1964; Хаин, 1969; Schneider, 1957, 1960]. С юга эти структуры ограничены Центрально-Каракорумским кристаллическим блоком.

Хаджигек-Центрально-Памирский зеленосланцевый пояс по крупным разрывным линиям граничит на севере с Музкольской кристаллической осью, а на юге примыкает к мезозойской эвгеосинклинальной области (Фарахрудская и Рушанско-Пшартская зоны), появление которой, по нашему представлению, обязано колоссальному среднетриасовому раздвигу глубинной шовной зоны, первоначально отделявшей байкальский пояс с юга от Варзской кристаллической оси [Карапетов и др., 1975].

Рифейский зеленосланцевый комплекс наиболее полно обнажается в афганской части пояса, где описан автором в составе серии Калу. Ранее Г. Гайденом в нее включались и нижнедокембрийские глубоко метаморфизованные образования; нами они выделены в Поймуриный блок, с которым серия Калу граничит по крупному разрыву. В составе серии намечаются три толщи, еще слабо изученные. Нижняя из них, кварцито-сланцевая (2000 м), состоит из тонкополосчатых кварцитов (развитых, вероятно, по первичным кремнистым породам) и кварц-мусковит-биотитовых сланцев с отдельными пластинами мраморизованных известняков и доломитов. В средней толще (1000 м) преобладают темные и зеленовато-серые тонко гофрированные метапесчаники, филлиты и филлитовидные сланцы с кварцем, хлоритом и серицитом; отмечаются прослои доломитов. В верхнюю толщу (около 1000 м) условно объединены горизонт темно-зеленых слабо рассланцованных метадиабазов, рассланцованные метатUFFы основного и кислого состава. Толщи собраны в погружающуюся к западу антиклинальную складку шириной до 1 км. На левом борту долины р. Калу крутостоящие слои серии резко несогласно перекрываются неметаморфизованной толщей базальных конгломератов, алевролитов и песчаников палеозоя.

Продолжаясь на северо-восток, Хаджигек-Центрально-Памирский пояс выходит на территорию Центрального Памира между Музкольским кристаллическим блоком раннего докембрия и Рушанско-Пшартской эвгеосинклинальной зоной. Границами пояса здесь служит система альпийских региональных надвигов, с которыми связано формирование покровно-чешуйчатой структуры фанерозойского чехла. Из-под него в ряде районов (Джилгакуль, Калакташ) обнажаются метаморфические породы сарезской серии предположительно позднепротерозойского возраста, изученные в самых общих чертах и не расчлененные. В составе серии преобладают темные и зеленовато-серые филлитовидные сланцы и метапесчаники, встречаются также черные плитчатые кремнистые породы (микрокварциты), мраморизованные известняки, доломиты и метавулканиты основного состава; мощность около 2000 м. Отмечаются многочисленные мелкие крутые сильно сжатые до изоклинальных складки субширотного простирания, с отчетливым несогласием срезающиеся вышележащими слабо дислоцированными отложениями чехла. В составе последнего нигде в Центральном Памире подобных несогласий нет. Наряду с другими доводами это серьезный аргумент в пользу древнего, докембрийского возраста сарезской серии.

Хаджигек-Центрально-Памирский пояс продолжается, по-видимому, к северным склонам хребтов Агыл и Локзун, которые по характеру фанерозойского разреза считаются наиболее вероятным тектоническим аналогом Центрального Памира [Пейве и др., 1964].

Герируд-Акбайтальский зеленосланцевый пояс протягивается параллельно Хаджигек-Центрально-Памирскому, отделяясь от него цепью раннедокембрийских

блоков Музкольской кристаллической оси. С севера пояс ограничен Главным Гиндукушским разломом [Хаин, 1969], переходящим на востоке в Центрально-Памирский разлом [Бархатов, 1963], а еще восточнее — в серию крупных разрывов на границе структур Кунылуна и Агыл-Локзуна [Беляевский, 1965].

Верхнепротерозойские зеленосланцевые образования, широко развитые в афганской части пояса, изучались В.И. Дроновым и автором в хр. Банди-Баян и на его продолжении к западу и востоку. В самом общем виде они расчленяются на три толщи, которые предлагается объединить в бандибаянскую серию. Взаимоотношения между толщами не выяснены. Нижняя из них мощностью 3000–4000 м сложена серыми, зеленовато-серыми до зеленых кварц-слюдистыми сланцами с горизонтами метаморфизованных известняков и доломитов с прослоями (юго-западнее Герата) белых, зеленовато-серых и красноватых тонкослоистых полосчатых кремнистых пород (микрокварцитов). В сланцах установлены минеральные ассоциации: эпидот+хлорит+кварц+мусковит+биотит; биотит+белая слюда+кварц, — отвечающие высокотемпературной части фации зеленых сланцев. Следующая толща мощностью свыше 1500 м метаморфизована заметно слабее. Юго-западнее Герата она сложена зеленовато-серыми, фиолетовыми, лиловыми, красными, а в хр. Банди-Баян темными метапесчаниками и филлитовидными сланцами, в целом очень напоминающими подметабазовую, граувакковую часть чаманской серии Аргандабского пояса. Минеральная ассоциация в ней: кварц+белая слюда+хлорит — характерна для низкотемпературной зоны фации зеленых сланцев. В самостоятельную третью толщу нами выделяются слабо изученные грязно-зеленые рассланцованные и массивные метадиабазы и их туфы, достигающие в хр. Банди-Баян 500, а к юго-западу от Герата — 200–300 м. В хр. Банди-Баян они налегают на нижнюю, а в районе Герата — на нижнюю и верхнюю толщи. Думается, что во всех случаях контакты их с терригенными толщами тектонические; однако некоторые исследователи, в частности В.И. Дронов, считают эти контакты ненарушенными, допуская тем самым наличие нескольких горизонтов метадиабазов внутри разреза верхнего докембрия. Структура бандибаянской серии характеризуется системой широтно ориентированных открытых и сжатых линейных складок и моноклиналей (с падением крыльев от 10–15 до 60°), дополнительно осложненных складками высоких порядков. Юго-западнее Герата отложения отделены угловым несогласием от перекрывающего их неметаморфизованного комплекса венда–ордовика, лежащего в основании разреза фанерозойского чехла (Южно-Герирудская зона).

На Памире описываемый пояс граничит на севере с рифтовыми структурами ранне- и позднепалеозойского возраста (соответственно Ишибулакская и Дарваз-Сарыкольская зоны): по южному его обрамлению протягиваются блоки раннего докембрия, отделенные от пояса системой крупных разрывов. В очерченных границах Герируд-Акбайтальский пояс документируется по характерным венд-юрским разрезам, ближе всего напоминающим разрезы Южно-Герирудской зоны. К образованиям верхнего протерозоя условно относится небольшой выход ташкольской серии [Расчленение..., 1976], метаморфизованной в зеленосланцевой фации. Представлена она зеленовато-серыми кварц-серицитовыми сланцами с горизонтом мраморизованных известняков (400 м) в верхней части разреза. Мощность серии более 2000 м. Взаимоотношения с неметаморфизованными палеозойскими и более молодыми толщами тектонические.

Гиндукуш-Северо-Памирский зеленосланцевый пояс первоначально располагался между двумя раннедокембрийскими осями — Курговатской на юге и Афгано-Таджикской на севере, от которых отделялся только системой региональных швов¹. В начале карбона вдоль северного шва произошли крупномасштабные раздвижки континентальной коры одновременно с активным проявлением спилитодиабазового вулканизма, благодаря которому параллельно краю зеленосланцевого

¹ Во внутренних районах Северного Памира и Западного Гиндукуша между Курговатской кристаллической осью и палеорифтом Дарваз-Сарыкольской зоны не исключено выделение самостоятельного зеленосланцевого пояса (на рисунке он отмечен знаками вопроса).

пояса реконструируется [Зоненшайн и др., 1976] каменноугольный океанического типа бассейн Северного Афганистана, Северного Памира и Куньлуня. Верхнепротерозойский фундамент выступает на поверхности главным образом в Западном Гиндукуше и Юго-Западном Дарвазе.

На северном склоне и в предгорьях Западного Гиндукуша развита сиядаринская свита [Колчанов и др., 1973] или, скорее, серия, в строении которой участвуют серые, зеленовато- и фиолетово-серые филлитовидные сланцы, филлиты, метапесчаники, реже рассланцованные конгломераты, мраморизованные известняки и зеленокаменно-измененные метавулканы основного и кислого ряда. Преобладают метаморфические породы хлоритовой субфации, достигающие по р. Сурхоб 3000 м. Более высокотемпературная биотитовая субфация присутствует в разрезах по р. Сайган (мощность 1500 м), где описываются следующие основные разновидности метасланцев: мусковит-кварцевые, кварц-биотитовые, хлорит-серицит-кварцевые, актинолит-эпидот-альбитовые, хлорит-альбит-актинолитовые и др. Возраст сиядаринской серии, с неясными взаимоотношениями подстилающей отложения силура-девона, одни исследователи условно определяют в объеме верхнего протерозоя-нижнего палеозоя [Колчанов и др., 1973], другие [Славин, 1976] — только верхнего протерозоя; последнее представляется более правильным. Неполная мощность серии 4500 м. Породы собраны в прямые открытые и умеренно сжатые линейные складки.

В Юго-Западном Дарвазе к верхнему протерозою нами относится висхарвская свита [Власов, Гниловой, 1968], точнее серия, считающаяся стратиграфическим аналогом вышеописанной сиядаринской серии. Это зеленовато-серые метапесчаники, кварциты, слюдисто-кварцевые и кварц-слюдистые сланцы и редкие пласты мраморизованных известняков общей мощностью свыше 2000 м. Часть этих образований недавно выделена в самостоятельную кайвакскую серию предположительно рифейского возраста [Стеблова, Нарижнев, 1976]. В ее составе авторы описывают биотитовые, серицит-биотитовые сланцы, актинолитовые породы и ортоамфиболиты, метавулканы основного и средне-основного состава, порфиroidы трахиандезитов, андезитов-дацитов, серпентинизированные ультраосновные породы и редкие прослои мраморизованных известняков. Минеральные ассоциации: альбит+биотит+мусковит+актинолит+эпидот — отвечают, по мнению авторов, по-видимому, эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. В приведенной характеристике вызывает возражения ряд моментов, связанных с включением в состав серии 1) ультраосновных пород Кеврон-Джарвского массива в качестве стратифицированного лавового горизонта; 2) тектонической брекчии в контакте с ранним докембрием (мнение С.В. Руженцева и других), принятой авторами за базальные конгломераты серии; 3) амфиболитовых пород, принадлежащих, очевидно, боршидской серии раннего докембрия, чем вызвано спорное заключение авторов об эпидот-амфиболитовой, а не зеленосланцевой фации регионального метаморфизма кайвакской серии. Внутреннюю структуру висхарвской серии, в которую мы включаем кайвакские сланцы и метавулканы, характеризуют неглубокие линейные складки и широко проявленная микроскладчатость. Зеленосланцевый метаморфизм висхарвской серии резко отличает ее от вышележащих практически неизмененных слоев с фауной ашгиллия — раннего силура, контакт с которыми обычно тектонический или неясный.

Южно-Тянь-Шаньский глаукофан-зеленосланцевый пояс вытянут в широтном направлении между Туркестанским и осевой частью Гиссарского хребтов, продолжается на запад в Зирабулак-Зиаэтинские горы, а на восток — к юго-западным отрогам Алая. В структурной позиции пояса много общего с вышеописанным Гиндукуш-Северо-Памирским. Первоначально он также граничил с Афгано-Таджикской кристаллической осью (с ее северным бортом), отделяясь от нее на всем протяжении крупным швом. Но уже в раннем карбоне пояс был значительно отодвинут от кристаллической оси зарождавшейся вдоль шва рифтовой структурой, которая восстанавливается по спилито-диабазовой и андезитовой толщам карбона Южного Гиссара [Зоненшайн и др., 1976].

В строении фундамента пояса в пределах Зарафшано-Гиссарской горной области участвуют зеленосланцевые породы известной ягнобской свиты [Марковский,

1934], возведенной нами в ранг серии, и глаукофан-зеленосланцевые образования впервые выделяемой нами фанской серии. Их расчленение и описание выполнено автором совместно с Г.В. Федоровым.

Ягнобская серия (стратотипическая местность — долина р. Ягноб) детально изучалась в последние годы автором совместно с Г.В. Федоровым, З.З. Муфтиевым, В.И. Сгибневым. Полученные при этом новые данные с учетом предыдущих работ П.Д. Виноградова, В.Р. Мартышева, Д.Р. Мучаидзе, Д.А. Старшина, Б.А. Трифонова, В.Н. Шванова, Н.Л. Добрецова, Л.Н. Бельковой и других позволяют выявить основные черты строения ягнобской серии. Она расчленяется на две толщи — кварцито-известняковую и метапесчаниковую. Первая из них мощностью 100—300 м сложена весьма характерными листоватыми полосчатыми мраморизованными известняками, частично доломитами, разделенными прослоями кварцитов и микрокварцитов, образовавшихся в основном по кремнистым породам, и темных филлитовидных сланцев. Метаморфизм пород равномерный и не выходит за температурные пределы фации зеленых сланцев. Минеральные ассоциации: кварц+актинолит+фенгит+стильпномелан±графит (кварциты и микрокварциты); кальцит+актинолит+кварц±хлорит; кальцит+доломит+кварц+фенгит (карбонаты). Нижний контакт толщи нигде не вскрыт, граница с вышележащей толщей метапесчаников согласная.

Метапесчаниковая толща мощностью не менее 2000 м образована по первичным граувакковым и аркозовым песчаникам, превращенным в процессе регионального метаморфизма в альбит-хлорит-слюдисто-кварцевые сланцы с подчиненным количеством кварц-слюдистых и углеродсодержащих сланцев. Минеральные ассоциации в метапесчаниках (кварц+альбит+фенгит+хлорит±стильпномелан; кварц+альбит+фенгит+актинолит±хлорит±стильпномелан; кварц+альбит+фенгит+мусковит±хлорит±стильпномелан±актинолит±калиевый полевой шпат) и в метапелитах (кварц+фенгит+графит±хлорит) отвечают в целом фации зеленых сланцев.

В редких обнажениях (обычно контакт сорван) удается видеть трансгрессивное перекрытие метапесчаниковой толщи отложениями ордовика—нижнего силура (шингский тип разреза) с кварцевыми и кварц-кремнистыми гравелитами, конгломератами и песчаниками в основании. Важно отметить, что ни в одном случае зеленосланцевый метаморфизм не поднимается выше этой границы, и даже самые древние, ордовикские, слои палеозойского чехла пояса вместе с заключенными в них органическими остатками оказываются совершенно неметаморфизованными. Приведенные факты достаточно убедительно доказывают ошибочность представлений ряда исследователей об ордовикском [Лаврусевич А., Лаврусевич В., 1973] или венд?-раннепалеозойском [Расчленение..., 1976] возрасте ягнобской серии, якобы заключающей в своих верхах слои с фауной ордовика и согласно перекрывающейся нижним силуром. Тем более нельзя признать удачной попытку отнести данную серию к образованиям верхнего палеозоя [Муфтиев, Шадчиев, 1970]. Новые данные определенно свидетельствуют в пользу ранее высказанной точки зрения о рифейском возрасте ягнобской серии [Белькова и др., 1972]. Соответственно, и возраст этапа зеленосланцевого метаморфизма должен быть допалеозойским.

Фанская серия (стратотипическая местность — Фанские горы) объединяет две вулканогенные толщи — метабазитовую и метатуфовую, выходы которых образуют узкие (0,5 км) прерывистые полосы, протягивающиеся вдоль Южно-Тянь-Шаньского пояса на многие десятки километров.

Метабазитовая толща состоит из темно-зеленых массивных и рассланцованных андезито-базальтов обычно с хорошо сохранившейся структурой; иногда в них заключены тонкие пласти мраморизованных известняков. Минеральные ассоциации в метабазитах: авгит + полевой шпат + фенгит + хлорит + актинолит + кварц ± винцит; полевой шпат + фенгит + хлорит + актинолит + кварц ± винцит ± кроссит — характеризуют глаукофан-зеленосланцевый тип метаморфизма, который протекал, по данным химических анализов, при высоких значениях P ($> 7-8$ кбар) и сравнительно низких T ($\sim 400-450^\circ\text{C}$). К этой же толще принадлежат и все ранее известные в данном регионе глаукофановые сланцы [Трифонов, 1968,

Бакиров, Добрецов, 1971, 1972]. Основание толщи не обнажено, видимая мощность ее от 15–20 до 200–250 м.

Метатуфовая толща без признаков несогласия залегает на метабазах. Представлена она средне-кислыми метатуфами и метатуфолитами, внизу только зелеными, вверху еще и малиновыми, фиолетовыми. Породы сильно рассланцованы. Минеральные ассоциации их пока слабо изучены. В шлифах отмечены стильпно-мелан, пумпеллиит?, белая слюда, реликты плагиоклаза и темноцветных, позволяющие с некоторой долей условности говорить о стильпно-мелан-пумпеллиитовой субфации. Мощность метатуфовой толщи 200–300 м.

Фанская серия в отличие от ягнобской пространственно ассоциирует не с шингской (преимущественно карбонатной), а с зинахской фацией ордовика (?) — нижнего силура — мощной толщей неметаморфизованных пестроокрашенных кварцевых песчаников и гравелитов. Контакт их с метатуфовой толщей трансгрессивный, часто тектонически сорванный. Можно считать установленным, что с них начинается разрез палеозойского чехла, фациально в той или иной степени отличного от чехольных образований, перекрывающих ягнобскую серию. Эти различия не случайны, они имеют унаследованный характер, поскольку и сам фундамент пояса неоднородный.

Как видно из приведенной характеристики обеих серий, их исходный материал накапливался в разных обстановках. Андезито-базальтовая и андезитовая ассоциация маркируют внутреннюю зону байкальского эвгеосинклинального трога, а кремнисто-карбонатный и граувакковый комплексы — его внешнюю зону. Однако в настоящей ситуации продукты выполнения этих первично разобщенных зон совмещены в одном разрезе, причем фанская серия всегда занимает в нем относительно более высокое положение и отделяется от подстилающих пород разломом. Суммируя эти данные, можно заключить, что фанская серия вместе с палеозойским чехлом слагает останцы крупного тектонического покрова, перекрывающего значительную часть площади развития ягнобской серии. В подтверждение такого вывода следует отметить закономерную приуроченность к подошве шарьированных масс граукофансодержащих сланцев, причины образования которых в данном случае наиболее удовлетворительно объясняются с позиции известной надвиговой модели [Добрецов, 1974]. Однако сами палеозойские надвижки отчетливо пост-метаморфические, а в породах фанской серии устанавливаются по крайней мере два этапа метаморфизма (ранний—глаукофан-зеленосланцевый, поздний—зеленосланцевый), что косвенно говорит о древнем (наиболее древнем? из зеленосланцевых) возрасте серии.

Мы уже отмечали, что Южно-Тянь-Шаньский пояс своим западным флангом выходит к Зирабулак-Зиастдинским горам. Северный край пояса здесь скрыт под меловым чехлом, а вдоль южного края, отделяясь крупным разломом, обнажаются глубоко метаморфизованные породы раннего докембрия [Белькова и др., 1972] — возможное продолжение Афгано-Таджикской кристаллической оси. Вероятным аналогом ягнобской и фанской серий в данном регионе считается глаукофансодержащая катармайская свита, возраст которой определяют в объеме нижнего девона или силура—нижнего девона [Корсаков, Мушкин, 1971; Мушкин и др., 1971; Добрецов, 1974]. Другие исследователи [Белькова и др., 1972] не без основания считают ее рифейской, что представляется нам, в свете данных о ягнобской и фанской сериях, более правильным. Катармайскую свиту слагают различные филлитовидные сланцы, филлиты, метапесчаники и горизонты метабазитов с минеральной ассоциацией: кроссит + стильпно-мелан + хлорит + эпидот + альбит + кварц; винчит + альбит + пумпеллиит + хлорит + эпидот + мусковит + магнетит (гематит) ± ± кварц. По мнению авторов цитируемых работ, значительная часть метаэффузивов свиты обладает оливин-базальтовым составом, близким к океаническим толщам базальтам.

Итак, мы рассмотрели все известные зеленосланцевые образования юга Средней Азии, выходы которых группируются в протяженные линейные пояса, разделенные раннедокембрийскими кристаллическими осями. Изученность их крайне

неравномерная, но и имеющегося материала вполне достаточно, чтобы провести первый сравнительный анализ и выявить некоторые общие закономерности.

В геологическом строении зеленосланцевых поясов, несмотря на значительную разобщенность, устанавливается много общих черт. В первую очередь это обнаруживается при рассмотрении стратиграфического разреза, состоящего из двух удивительно выдержанных комплексов. Нижний комплекс полностью амагматичен, образован кремнисто-терригенной и существенно граувакковой формациями, регионально метаморфизованными в фации зеленых сланцев. Верхний комплекс вулканогенный, он включает в основании андезито-базальтовую и оливин-базальтовую ассоциации, а вверху — преимущественно андезитовую с обильными пирокластами среднего и кислого состава.

На примере Южно-Тянь-Шаньского пояса, где верхний комплекс метаморфизован в глаукофан-зеленосланцевой субфации, доказывается, что оба комплекса первоначально были разобщены, они формировались одновременно в смежных зонах байкальской эвгеосинклинали непосредственно на коре океанического типа, вероятными следами которой могут быть гипербазитовые протрузии [Пейве, 1969], по которым трассируются некоторые граничные швы зеленосланцевых поясов. Впоследствии, уже после становления фундамента и осадочного чехла байкальских поясов, в разное время произошло удвоение их разреза, в котором верхний комплекс (вместе с осадочным чехлом) является аллохтонным, несущим в подошве, т.е. в метабазитовой части разреза, глаукофансодержащие сланцы — яркое свидетельство тектонической природы комплекса. Появление сланцев в данной ситуации вполне закономерно, если генезис глаукофанового метаморфизма объяснить совместным воздействием на океаническую кору крупных глубинных надвигов и избыточных автоклавных давлений [Добрецов, 1974, 1977].

В последние годы все более проясняется вопрос о возрасте исходных пород зеленосланцевых и глаукофан-зеленосланцевых комплексов. Материалы по афганским отрезкам поясов и соседним регионам Ирана [Штеклин, 1977; Степанов, 1969] убедительно свидетельствуют о том, что самые древние элементы эпибайкальского чехла, имеющие вендский возраст, залегают на зеленосланцевых сериях с резким угловым несогласием, слабо дислоцированы и совершенно не затронуты региональными метаморфическими процессами. Если к этому добавить пока еще единичные радиологические датировки в 900–1000 млн. лет (аличурская серия), то можно уверенно считать все рассмотренные серии и возраст их метаморфизма рифейскими.

Все без исключения зеленосланцевые пояса несут эпибайкальский осадочный чехол. Из этого следует, что, испытав складчатость, они не утратили тектонической активности, и уже с венда, местами несколько позже, вновь были вовлечены в длительное прогибание теперь уже платформенного типа. Образовались плоские, сначала узкие, а по мере развития трансгрессий все более расширяющиеся прогибы, в которых в течение венда и фанерозоя, а в поясах, примыкающих к герцинидам, до мезозоя накапливались осадки, более напоминающие платформенные, чем геосинклинальные. Это подтверждается строением разрезов, их магматичностью, особенностями фаций, широким развитием спокойных конседиментационных структур, если последние остались не затронутыми позднейшими альпийскими движениями.

На анализируемом материале доказывается представление о том, что с начала появления рифейских эвгеосинклинальных бассейнов и вплоть до их окончательного замыкания раннедокембрийские кристаллические оси, разделявшие указанные бассейны, представляли собой типичные срединные массивы, интенсивно разрушающиеся и поставлявшие в область седиментации основной объем обломочного материала.

Обращает внимание повышенная на фанерозойском этапе развития тектономагматическая активность большинства окраин зеленосланцевых поясов, непосредственно примыкающих к блокам дорифейских кристаллических осей. Обычно такие пришовные участки поясов вмещают огромные массы "бескорневых" поздне-мезозойских гранитоидов, пространственно ориентированных вдоль протяженных

разломов и вызывающих во вмещающих толщах широкие ореолы полиметаморфических преобразований. Эти процессы накладывались регрессивно на метаморфиты блоков и прогрессивно на рифейские толщи, создавая видимость постепенных взаимопереходов от одних к другим. Возможно, активность подобных швов обусловлена наиболее значительными по амплитуде поддвигами кристаллической оси под край зеленосланцевого пояса, вызвавшими появление на глубине, в зоне срыва, крупных магматических очагов. Не исключено также, что в этих швах в результате крупноамплитудных горизонтальных движений полностью погребены оставшиеся неизвестными нам рифтовые зоны. Это тем более вероятно, что рифтообразованием заканчивалось тектоническое развитие многих граничных разломов юга Средней Азии, первоначально отделявших зеленосланцевые пояса от раннедокембрийских кристаллических осей. В частности, после байкальской складчатости рифтовые зоны возникали и нередко развивались до масштабов океанических бассейнов: в раннем палеозое — Ишибулакская зона, в карбоне — Южно-Гиссарская и Дарвазская зоны, в поднем палеозое — Дарваз-Сарыкольская зона, в триасе — юре — Фарахрудская и Рушанско-Пшартская зоны, выполненные мощными комплексами эвгеосинклинального ряда. С развитием этих зон (герцинских — на севере, киммерийских — на юге) связаны отмирание эпибайкальских конседиментационных прогибов, колоссальное боковое сдавливание зеленосланцевых поясов, удвоение их разреза, зафиксированное выведенной на поверхность граукофан-зеленосланцевой фацией метаморфизма, формирование в пределах поясов сложной покровно-складчатой структуры, плутоно-магматическая активизация кристаллических осей с одновременным обширным проявлением анатектического гранитоидного магматизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Бакиров Б.А., Добрецов Н.Л. Карта метаморфических фаций восточной части Средней Азии. Новосибирск, 1971.
- Бакиров Б.А., Добрецов Н.Л. Метаморфические комплексы восточной части Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1972.
- Баратов Р.Б., Будаинова К.Т., Будаинов В.И. Докембрий Таджикистана. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, вып. 5.
- Бархатов Б.П. Тектоника Памира. Л.: Недра, 1963.
- Белькова Л.Н., Огнев В.Н., Кангёро О.Г. Докембрий Южного Тянь-Шаня и Кызылкумов. М.: Недра, 1972.
- Беляевский Н.А. Основные черты геологии Каракорума. — Сов. геол., 1965, № 1.
- Беляевский Н.А. Геологическое строение Гималаев в районе Кашмира и Джамму. — В кн.: Проблемы геологии на XXII сессии МГК. М.: Наука, 1966.
- Власов Н.Г., Гниловской Г.В. Докембрийские образования Северного Памира. — Докл. АН СССР, 1968, т. 189, № 1.
- Геология и рудные месторождения Среднего Востока. М.: Недра, 1973.
- Дезюо А. Каракорум. — В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977.
- Демин А.Н., Карапетов С.С., Сонин И.И. К стратиграфии докембрийских отложений Центрального Афганистана. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1973, № 2.
- Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эколгит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974.
- Добрецов Н.Л. Модель глаукофансланцевого метаморфизма и ее применение к проблемам Калифорнии. — Геол. и геофиз., 1977.
- Довгаль Ю.М. Основные черты тектоники юго-востока нагорья Хазараджат и прилегающих горных дуг Белуджистана (Афганистан): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1975.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмич М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976.
- Карапетов С.С. Кристаллические оси — важнейшие структурные элементы восточной части Средиземноморского складчатого пояса. — Изв. вузов. Геол. и раяв., 1977, № 12.
- Карапетов С.С., Довгаль Ю.М., Демин А.Н. и др. Основные черты стратиграфии бассейна р. Аргандаб (Центральный Афганистан). — Сов. геол., 1971, № 2.
- Карапетов С.С., Сонин И.И., Хаин В.Е. О некоторых важнейших особенностях строения и развития Афгано-Памирского сегмента Альпийского складчатого пояса Евразии. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1975, № 3.
- Колчанов В.П., Кулаков В.В., Михайлов К.Я., Пашков Б.Р. Новые данные по стратиграфии докембрийских и палеозойских образований северных предгорий Западного Гиндукуша. — Сов. геол., 1973, № 3.
- Корсаков В.С., Мушкин И.В. Оливин-базальтовая ассоциация вулканогенных пород Зирабулак-Зиаздинских гор (Южный Тянь-Шань). — Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 5.

- Лаврусевич А.И., Лаврусевич В.И.* К вопросу о возрасте "ягнобских" сланцев. — В кн.: Новые данные по геологии Таджикистана. Фрунзе: Изд-во Тадж. ун-та, 1973, вып. 2.
- Марковский А.П.* Основные черты геологического строения средней части Центрального Таджикистана. М.; Л., 1934.
- Муратов М.В.* Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса. — Геотектоника, 1969, № 2.
- Муратов М.В.* Главнейшие структурные элементы материков, их взаимоотношения и возраст. — В кн.: Тектоника: Докл. сов. геол. к XXIV сессии МГК. Пробл. 3. М., 1972.
- Муфтиев З.З., Шадчиев А.С.* К стратиграфии палеозоя Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоны. — В кн.: Вопросы геологии Средней Азии. Л., 1970. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; № 168).
- Мушкин И.В., Старцев О.А., Корсаков В.С.* Офиолитовые пояса и глаукофановые сланцы западной части Южного Тянь-Шаня. — Докл. АН СССР, 1971, т. 202, № 2.
- Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А.В., Буртман В.С., Руженцев С.В., Суворов А.И.* Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии. — В кн.: Тектоника: Докл. сов. геол. на XXII сессии МГК. Пробл. 2. М.: Недра, 1964.
- Перфильев Ю.С., Моралев В.М.* Массивы древних кристаллических пород Индо-Памирской области. — Геотектоника, 1971, № 4.
- Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976.
- Славин В.И.* Тектоника Афганистана. М.: Недра, 1976.
- Стеблова В.М., Нарижнев В.В.* Первые данные о рифейских (?) метаморфических породах Северного Памира. — Докл. АН ТаджССР, 1976, т. 19, № 11.
- Степанов Д.Л.* Стратиграфия палеозоя Ирана. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969, т. 44, вып. 1.
- Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1977.
- Трифонов Б.А.* Литология терригенных отложений силура западной части Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоны Южного Тянь-Шаня: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л., 1968.
- Хаин В.Е.* Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1969, № 2.
- Хаин В.Е.* Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1970, № 2.
- Хаин В.Е.* Основные структурные комплексы Ближнего и Среднего Востока. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1972, № 2.
- Хорева Б.Я., Блюман Б.А.* Полиметаформические комплексы докембрийского фундамента и мезозойских складчатых областей Средней Азии. Л.: Недра, 1974.
- Штеклин И.* Северный Иран: Горы Эльбрус. — В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977, № 1.
- Schneider H.J.* Tectonik und Magmatismus in NW-Karakorum. — Geol. Rdsch., 1957, Bd. 46, H. 2.
- Schneider H.J.* Geosynclinale Entwicklung und Magmatismus an der Wende Palaeozoikum-Mesozoikum im NW-Himalaya und Karakorum. — Geol. Rdsch., 1960, Bd. 50.

ПАМИР КАК ОБЛАСТЬ КРУПНОГО СКУЧИВАНИЯ ОРОГЕНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ ЗЕМЛИ

Положение Памира в структурах Евразии до настоящего времени не определено однозначно. Разные исследователи включают его в самые разнородные геосинклинальные и складчатые пояса континента. Это объясняется чрезвычайной сложностью строения региона, характеризующегося совместным распространением структур герцинского, киммерийского и альпийского возрастов, некоторой неопределенностью признаков, на основе которых производится тектоническое районирование, а также односторонним характером традиционного тектонического анализа, базирующегося на результатах изучения стратиграфии и структур, с формальным учетом данных по магматизму или вообще без использования таковых.

Заметный и все-таки не вполне достаточный интерес к магматизму наметился в тектонике лишь в сравнительно недавнее время, когда выяснилось большое значение информации по вещественному составу вулканических пород для различных палеорекопструкций. Нам представляется, что сведения по магматизму, особенно плутонизму, отражающие кратковременные, но весьма яркие эпизоды развития подвижных зон Земли, должны иметь в ряде случаев доминирующее значение при решении некоторых вопросов тектоники и особенно для тектонического районирования.

Имеющийся в настоящее время обширный и разнообразный материал по магматизму и металлогении Памира позволяет говорить о принадлежности последнего к уникальной области сопряжения планетарных орогенических поясов Земли: Урало-Монгольского (Северный Памир), Тихоокеанского (Южный Памир) и Средиземноморского (Центральный Памир).

Принадлежность Северного Памира к Урало-Монгольскому поясу основана прежде всего на общности развития Калайхумб-Сауксайской зоны Северо-Памирской складчатой системы с Южным Гиссаром [Бархатов, 1963; Власов, Тарасенко, 1970].

Н.Г. Власов объединяет Северный Памир совместно с Южным Гиссаром в Гиндукуш-Гиссар-Северо-Памирскую складчатую область. Эта область, по-видимому, должна входить в систему поздних герцинид, составляющих циркулярную ветвь Урало-Монгольского пояса или Центрально-Азиатский пояс, выделяемый Л.П. Зоненшайном [1967]. Южную границу этого пояса на территории Памира следует проводить по системе разломов, отделяющих киммерийско-альпийскую область этого региона от герцинской. Сопоставляемые регионы Южного Гиссара и Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира характеризуются синхронным развитием раннекаменноугольного офиолитового вулканизма. Причем в Южном Гиссаре эти процессы связаны с деструкцией континентальной коры [Портнягин и др., 1973], тогда как в Северном Памире этот вулканизм обусловлен, вероятно, растяжением коры океанического типа [Руженцев и др., 1977]. Это предположение подтверждается примитивным характером химизма развитых здесь базальтов с чрезвычайно низким (в среднем 0,4%) содержанием K_2O (см. таблицу). С офиолитовыми вулканическими образованиями ассоциируют и более кислые андезитовые и липаритовые лавы и субвулканы, отмечающие, как видно, положение палеотипных островных дуг на краю Палеотетиса [Зоненшайн, 1967]. К этим ассоциациям островодужного типа приурочены крупные батолиты гранитоидных пород: Гиссарской и Обихумбуоский (Северный Памир). Широкое развитие в составе Гиссарского батолита существенно калиевых гранитов в отличие от Обихумбуоского, в котором резко преобладают плагиоклазовые разности, говорит о наличии в Южном Гиссаре в каменноугольное время реликтов мощной сиалической коры. Общность Южного Гиссара и Северного Памира подтверждается также данными о широком развитии на территории Юго-Западного Дарваза проявлений андезит-липаритового вулканизма, о которых стало известно в последние годы в результате проводимых здесь

геологосъемочных работ. Эти породы по возрасту и составу близки пермским вулканитам Южного Гиссара.

Южная зона Северного Памира, объединяющая, по В.С. Луткову [1968], ранее известные Каракульскую и Дарваз-Сарыкольскую зоны, представляет собой обширный миогеосинклинальный прогиб, регенерированный в палеозое или даже протерозое на континентальном сиалическом основании. Заложение сопровождалось растяжением континентальной коры с образованием участков коры океанического типа, отмечаемых Э.С. Чернером, В.И. Будановым и В.А. Соколовым по узкой зоне развития вулканических пород преимущественно основного состава и связанному с ними плутону габбро-диорит-плаггиогранитового состава. На территории прогиба в течение всего палеозоя происходило накопление терригенных, реже карбонатных осадков, характерных для континентальных склонов.

Основные орогенные движения в этой части Памира происходили на рубеже поздней перми и триаса. С ними связано формирование в Каракульской зоне крупных плутонов гранитоидных пород (190–230 млн. лет), имеющих сложное строение. В их составе, помимо преобладающих гранодиоритов, некоторым распространением пользуются диориты, кварцевые диориты ранней фазы, а также граниты и лейкократовые граниты поздних фаз. Формирование плутонов происходило в обстановке интенсивного гибридного гранитоидного расплава. Интрузивные породы характеризуются высокой щелочностью, калиестью и геохимической специализацией на олово. С массивами рассматриваемых гранитоидов связаны проявления олова, вольфрама.

Рассмотренный позднепалеозойский—раннемезозойский магматизм Памира в некоторой степени сопоставим с известным на территории Периферийной зоны Восточного Урала проявлением гранитоидного магматизма, в процессе которого были сформированы крупные батолиты гранитоидных пород, несущие признаки гибридного происхождения и отличающиеся повышенной основностью и щелочностью, главным образом калиестью. Позднепалеозойский (пермский) и триасовый гранитоидный магматизм широко распространен на западном и восточном продолжении северопамирских структур в Гиндукуше и Кузь-Луле [Славин, 1976; Сеницын, 1959]. Однако особенно широко позднепалеозойские магматические образования и главным образом гранитоидные интрузивы распространены на территории Монголо-Охотской складчатой области. Здесь, в пределах Северо-Восточной Монголии, в активизированном каледонском основании развиты многочисленные крупные позднекарбонные и пермские интрузивы гранитоидных пород, ассоциирующие с вулканитами того же возраста [Хасин, 1971]. Интенсивный пермский вулканизм и гранитоидный магматизм известен на территории Южной Монголии и Восточного Забайкалья. Триасовые гранит-гранодиоритовые батолиты и протяженные вулканические пояса распространены в Юго-Восточном Китае, Монголии и Забайкалье. Эти интенсивные процессы позднепалеозойского—раннемезозойского магматизма сопровождаются формированием месторождений вольфрама, олова и золота.

Из вышеуказанного видно определенная общность процессов позднепалеозойского—раннемезозойского магматизма и металлогении Северного Памира с районами позднегерцинского орогенеза Урало-Монгольского пояса. В то же время следует отметить, что магматизм этого возраста и в такой форме совершенно не известен в западных районах, на территории герцинид европейской части континента.

Южно-Памирская складчатая система (Южный Памир) объединяет Юго-Восточную и Рушанско-Пшартскую зоны, выделяемые Б.П. Бархатовым [1963] и В.И. Дроновым [Дронов и др., 1964], а также массив древнейших пород Юго-Западного Памира, представляющий, по мнению В.И. Буданова и С.В. Руженцева, выход кристаллического основания. В палеозойско—раннемезозойское время на территории Юго-Восточной и Рушанско-Пшартской зон существовала миогеосинклиналь, заложена в каменноугольное время на континентальном основании. Значительная мощность земной коры, достигающая 70 км при ничтожной мощности фанерозойского чехла — всего 5–8 км, позволяет говорить о нетипично геосинклинальном (платформеноидном) характере развития Южного Памира в это

время. Этим объясняется и редуцированный характер развитого здесь инициального карбон-триасового вулканизма, в процессе которого формировались лишь маломощные, редко превышающие сотню метров горизонты базитовых вулканических пород. Исключение составляют триасовые базальты Пшартского хребта, слагающие призму вулканических пород мощностью 1200 м. Однако и эти вулканы распространены на небольшой территории и, по-видимому, локализованы в ареале небольшого щитового вулкана. Аналогичную связь с вулканическим аппаратом центрального типа можно предположить и для мощного лавового тела, расположенного в долине р. Аличур.

Особенности химизма палеозойских—раннемезозойских вулканических пород Южного Памира (таблица), их высокая основность, щелочность и калиевоность позволяют отнести эти вулканические породы к субщелочным и щелочным разновидностям, сопоставимым с континентальными базальтами, по В.А. Кутолину [1972]. На континентальный характер этих базальтов указывает также частая принадлежность их к резко контрастным вулканическим сериям, в составе которых, помимо доминирующих базальтов, иногда присутствуют и липариты. Можно предположить, что рассматриваемые сообщества вулканических пород формировались в пределах континентального склона по системе широтных глубинных разломов, а также поперечным к ним разрывам, намеченным поясами субвулканических интрузий щелочных диабазов.

На рубеже триаса и юры на большей части территории Южного Памира проявились кратковременные, но интенсивные складчатые движения, поднятие и размыв. Эти движения сопровождались формированием интрузивных массивов так называемых шовных гранитов. Часть из них располагалась по широтным разломам, развитым на территории Рушанско-Пшартской зоны; часть же, ранее относимая к меловому башгумбескому комплексу [Месхи, 1964], формировалась в субмеридиональных скрестных разломах фундамента, не проявленных в фанерозойском чехле. Примечательно, что ориентированность этих плутонов повторяет поперечный план триасово-юрских деформаций земной коры. Рассматриваемые интрузивные образования относятся к формации высокоглиноземистых гранитов. Они характеризуются умеренной кислотностью и высокой калиевоностью при несколько пониженной щелочности. Граниты специализированы на олово, бор, при этом содержания последнего достигают ураганных значений — 170 г/т. С шовными гранитами, распространенными на территории Рушанско-Пшартской зоны, связаны жилы редкометаллических пегматитов и зоны интенсивной калиевой метасоматизации. В апикальных частях массивов и в кровле распространены кварцевые жилы с вольфрамитом и грейзены с касситеритом. В скарпах отмечен шеллит.

Эти весьма характерные проявления гранитоидного магматизма могут быть сопоставлены с совершенно идентичными им гранитами цаганолуевского комплекса Забайкалья [Геологическое ..., 1968]. Граниты этого комплекса, как и южнопамирские, слагают преимущественно вытянутые интрузивные тела, с которыми связаны интенсивная метасоматизация вмещающих пород и жилы редкометаллических пегматитов. Примечательно, что развитые в этом районе позднеюрские гранитоиды кокуйбельского комплекса во многом похожи на южнопамирские граниты башгумбеского комплекса. Забайкальские граниты характеризуются высокой специализацией на олово.

После триасово-юрской квазиplatformенной передышки на территории Юго-Восточного Памира вновь установились геосинклинальные условия, выразившиеся в заметном прогибании этой части Памира и накоплении здесь мощной толщи карбонатных осадков. Уже в конце поздней юры и начале мела это прогибание было прервано складчатостью. В последующий орогенный этап, приходящийся на меловую и начало палеогенового периода, на территории Южного Памира имели место частые импульсы складчатых движений, сочетавшиеся с образованием надвигов. В этот сравнительно небольшой отрезок времени, в интервале 130—70 млн. лет развивался разнообразный, преимущественно гранитоидный интрузивный магматизм. Наиболее ранним его проявлением является крупный вулкано-плутон, представляющий собой батолитовых размеров интрузивное тело монзонитоидных

Средний химический состав базальтов Памира

Номер по порядку	Количество проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	34	50,7	0,8	16,9	—	9,3	—	6,3	8,1	3,4	0,4
2	10	50,03	1,02	16,02	2,06	7,18	0,17	7,12	7,27	2,67	1,21
3	6	47,79	2,07	13,94	8,14	7,46	0,18	6,60	5,48	3,70	1,17
4	11	46,35	2,50	14,31	5,80	7,39	0,18	7,66	8,72	3,33	0,92
5	5	45,94	2,33	11,37	3,75	8,65	0,31	11,1	10,56	1,90	0,96
6	15	47,71	0,95	17,48	1,63	8,26	0,13	7,20	10,78	2,29	0,70
7	4	47,05	2,32	13,27	2,61	9,11	0,16	9,25	9,19	1,58	1,36
8	3	47,49	1,21	16,45	1,66	8,15	0,14	7,12	8,07	2,40	1,18
9	11	44,34	2,74	11,56	2,58	7,94	0,15	9,85	9,05	2,11	1,09
10	355	50,86	1,66	15,60	5,08	6,91	0,18	4,65	8,60	2,92	1,32
11	110	47,78	2,22	15,33	4,09	7,61	0,15	6,99	9,00	2,85	1,31

Примечание. 1–9 – базальты Памира (использованы анализы И.Д. Дмитриевой, В.С. Луткова, А.М. Месхи, Б.Р. Пашкова, В.А. Стебловой, Х.С. Тадждинова): 1 – Северный Памир, калайхумбская свита – С₁; 2, 3 – Центральный Памир (2 – сарезская свита – С₁, 3 – ишійская свита – Э), 4–9 – Южный Памир (4 – гумбезкольская свита – Т₂₋₃, 5 – рушанский комплекс – Р, 6 – шиндийская свита – Р₁, 7 – бельская свита – С–Р₁, 8 – базардаринская свита – С–Р₁, 9 – чатырташская свита – С–Р?); 10–11 – базальты разных формационных типов; по В.А. Кутюлину (10 – базальты андезитовой формации, 11 – базальты континентальной оливин-базальтовой формации).

пород с эффузивной апикалью, состоящей из экструзивных куполов и потоков лав кварцевых латитов и дацитов [Месхи, 1976].

Позднее (120–110 млн. лет) были сформированы весьма крупные преимущественно пластообразные интрузивные залежи гранитоидных пород, образующих систему силлов, лишь частично вскрытых эрозией. С этими интрузивами связаны многочисленные дайки, образующие пояса, трассирующие глубинные магматические массы. Интрузивы этой группы имеют исключительно сложное внутреннее строение и состоят из пород многих интрузивных фаз, среди которых резко доминируют гранодиориты, иногда с уклоном к монцонитам. Гораздо реже встречаются ранние диориты, а также породы, близкие по составу гранитам и завершающие формирование некоторых плутонов. В это же раннемеловое время в небольших приразломных триасово-юрских прогибах были сформированы интрузивы, представленные преимущественно дискордантными телами умереннокислых существенно глиноземистых калиевых гранитов. Наиболее поздними, уже позднемеловыми являются немногочисленные батолиты ультракислых гранитов, представляющих собой также дискордантные полигенные тела. Граниты отличаются особенно высокой специализацией на олово, вольфрам, литий, бериллий, фтор, золото. С интрузивами этой группы связаны месторождения олова и вольфрама.

Орогенный гранитоидный магматизм Южного Памира завершился формированием многочисленных субвулканических малых интрузий (даек, массивов) гранитовых и граносенитовых порфиров (К₂–Р), местами образующих системы кольцевых интрузивных тел.

Интенсивные процессы орогенного магматизма Южного Памира могут быть сопоставлены с мощным магматизмом того же возраста, проявившимся на восточной окраине азиатской части континента. При этом особое сходство устанавливается с Верхояно-Чукотской складчатой областью, входящей в состав Внешней зоны Тихоокеанского пояса. Здесь приблизительно в то же время, что и на Памире (190–40 млн. лет назад) [Ненашев, 1965], имел место магматизм, во многих отношениях аналогичный южнопамирскому. При этом в позднеюрское – меловое время на территории Верхояно-Чукотской складчатой области были сформированы батолиты разнообразных гранитоидных пород, среди которых преобладают интрузивы гранодиоритового состава [Геологическое ..., 1968]. Некоторые из них представ-

ляют гигантские пластовые залежи. С ними, как и на Памире, иногда бывают генетически связки вулканические проявления [Рудич, 1959; Гельман, 1963]. Крупные интрузивы гранитоидных пород сопровождаются поясами разнообразных даек. Среди них отмечаются интрузии, формирование которых предшествовало образованию некоторых гранитных батолитов. Подобные взаимоотношения малых интрузий с батолитами известны и на Памире. Наиболее поздние граниты в этой складчатой области во многом аналогичны поздне меловым гранитам Южного Памира. Интересны двойственные взаимоотношения гранодиоритов и гранитов, распространенных в составе плутонов Яно-Колымской складчатой системы [Некрасов, 1962]. Аналогичные взаимоотношения были выявлены и на Памире. Орогенный магматизм здесь, как и на Памире, завершился формированием близповерхностных интрузий гранитов того же поздне мелового палеогенового возраста.

Заканчивая сопоставление гранитоидного магматизма Верхояно-Чукотской складчатой области и Южного Памира, отметим, что на территории этих регионов распространены разновозрастные и однотипные ассоциации гранитоидных пород, причем если в Верхояно-Чукотской складчатой области ассоциации с преобладанием гранитов (Яно-Колымская складчатая система) и гранодиоритов (Чукотская складчатая система) пространственно значительно разобщены, то на территории Южного Памира они сближены и находятся в пределах одной складчатой системы.

Сходство Северо-Востока СССР и Южного Памира выглядит еще более убедительным при сопоставлении мезозойской металлогении этих районов. В их пределах совершенно синхронно формировались однотипные месторождения олова и вольфрама.

Итак, если в Южном Памире и на Северо-Востоке СССР имеет место идентичный орогенный магматизм, то сходство Памира с более южными районами Внешней зоны Тихоокеанского пояса проявлено куда менее отчетливо. Так, на территории Сихотэ-Алиня меловые проявления интрузивного магматизма представлены контрастной гипербазит-габбро-гранитной серией [Изох и др., 1967], не известной на Памире. В то же время следует отметить, что сихотэалинские магматические образования, как и южнопамирские, отличаются высокой глиноземистостью, калиевостью, оловоносностью, с ними связаны те же месторождения олова и вольфрама.

Примечательно, что Южный Памир, имея несомненную общность с районами Дальнего Востока и Северо-Востока СССР, гораздо ближе ко второму, наиболее удаленному от Памира. Такое явление может быть объяснено сходством структурной позиции этих разобщенных регионов, выражающимся в их принадлежности к структурам платформенного или парагеосинклинального типа [Белоусов, 1962], регенерированных на континентальном основании, тогда как Сихотэалинская складчатая система была сформирована на коре переходного типа.

Приведенное нами сопоставление Южного Памира с внешней зоной Тихоокеанского пояса будет неполным, если не привести и их различия. К ним относятся прежде всего различные масштабы вулканизма (грандиозные на востоке континента и весьма скромные на Памире), связанные, как видно, с положением восточных областей в непосредственной близости к океану, влияние которого, по-видимому, ощущалось с весьма отдаленных времен, и приуроченностью Южного Памира к внутриконтинентальной области. Следует заметить, что часто высказываемые представления о принадлежности Южного и Северного Памира в прошлом к разным континентам, разделенным значительным океаническим пространством, не получают поддержки со стороны имеющихся данных о вулканизме Памира.

Все вышеприведенное показывает, что в Южном Памире и Внешней зоне Тихоокеанского пояса имели место совершенно синхронные проявления мощнейшего гранитоидного магматизма, сопровождаемого значительным рудогенезом, тогда как на территории Средиземноморского пояса в это время формировались крупные пояса офиолитовых интрузий [Твалчрелидзе, 1964], а сравнительно слабые юрские движения сопровождались на Кавказе небольшими проявлениями гранитоидного магматизма, представляющими собой отголоски тихоокеанских тектономагматических процессов.

Центрально-Памирская складчатая система (Центральный Памир), соответствующая выделяемой под таким же названием тектонической зоне [Бархатов, 1963], представляет собой своеобразную сквозную геосинклиналь, в которой осадконакопление продолжалось практически без перерыва с протерозоя до конца мезозоя. По многим особенностям своего развития в фанерозое она может быть отнесена к миогеосинклиналям. В пользу этого говорит незначительное развитие инициального вулканизма, представленного маломощными телами базальтов и весьма редкими горизонтами липаритов, развитых в мощной терригенной толще условно раннекаменноугольного возраста. Примечателен химизм базальтов (см. таблицу), тождественный среднему химическому составу базальтов Камчатки и Курильских островов, рассчитанному В.А. Кузюлиным, что в некоторой степени сближает центральнопамирский вулканизм с вулканизмом островных дуг. Однако незначительные масштабы памирского вулканизма и отсутствие в составе его продуктов андезитов — характернейших пород островных дуг — заставляют говорить о редуцированном геосинклинальном характере вулканизма Центрального Памира, лишь отдаленно напоминающего островодужный.

Первые складчатые движения в Центральном Памире проявились на рубеже среднего и позднего карбона. Эти движения не привели к заметной перестройке структур и не сопровождались сколько-нибудь ощутимым магматизмом. Следующая фаза складчатости проявилась на границе раннего и позднего мела. К ней приурочено формирование небольших тел диоритов, сиенодиоритов [Акрамов и др., 1977]. Главные же движения, с которыми связана инверсия рассматриваемого прогиба, проявились на рубеже позднего мела и палеогена. Следующий за этими движениями орогенный этап отмечен значительным, преимущественно гранитоидным, магматизмом. Ему предшествовал интенсивный, видимо раннетретичный, вулканизм, проявившийся в мощных излияниях андезитов и липаритов. Вулканические процессы сопровождались внедрением значительных масс гранитоидного расплава. Позднее, в палеогене—неогене, в интервале времени 40—25 млн. лет [Халилов, 1966] были сформированы разнообразные, как правило дискордантные, полигенные плутоны. Породы различных фаз, выделяемых в этих интрузивах, образуют ряд: диориты (монцодиориты), гранодиориты (сиениты), граниты, лейкократовые граниты. В целом гранитоиды рассматриваемой серии характеризуются несколько повышенной натровостью и высоким содержанием в составе аксессуаров ортита и магнетита. Оба этих минерала являются типоморфными для магматических пород Центрального Памира. С плутонами Центрального Памира связаны месторождения вольфрама и молибдена.

Третичный магматизм широко развит в Средиземноморском и Тихоокеанском поясах. На территории Сихотэ-Алиня распространены многочисленные интрузивные массивы гранитоидов этого возраста, тесно ассоциирующиеся с вулканитами преимущественно андезитового состава. Третичные плутоны Сихотэ-Алиня составляют несколько габбро-гранодиорит-гранитных серий [Изох и др., 1957, 1967]. Серии объединяют дискордантные, часто полигенные, плутоны. Наиболее крупные из них сложены однородными гранитами, более мелкие содержат в себе породы всех отмеченных типов. Характерной особенностью гранитоидных пород этих серий является их монцонитоидный характер, частое присутствие в их составе сиенитов. Характерными аксессуарами в гранитоидных породах являются ортит, сфен, магнетит. С интрузивами Сихотэ-Алиня связаны месторождения олова, молибдена и вольфрама.

Из приведенного отчетливо видно сходство третичного магматизма Сихотэ-Алиня и Центрального Памира. При этом в сравниваемых районах наблюдаются разновозрастные и однотипные непрерывные серии магматических пород, часто объединяющие полигенные плутоны, при этом для гранитоидных пород с монцонитоидным уклоном характерна ортит-магнетитовая ассоциация аксессуарных минералов. В то же время есть и различия: в составе памирских серий отсутствуют гипербазиты и габбро, памирские гранитоиды отличаются более высокой натровостью и, наконец, в рудных месторождениях Центрального Памира олово имеет резко подчиненное значение по сравнению с молибденом и вольфрамом.

В Средиземноморском поясе третичный магматизм широко развит в ближайшем к Памиру районе Афганистана. Здесь известны крупные проявления эоценового андезитового вулканизма. Широко распространены третичные гипербазиты — характернейшие образования Средиземноморского пояса, появление которых на территории Афганистана свидетельствует о новых тенденциях средиземноморского плана в период развития магматизма этой переходной области. Слабая изученность гранитоидного магматизма Афганистана не позволяет с достаточной определенностью выделить здесь третичные интрузивы. Можно лишь с достаточной уверенностью говорить об их широком распространении в этом регионе наряду с развитыми здесь мезозойскими гранитоидами [Феоктистов, Деникаев, 1976].

Третичные вулканические породы, преимущественно андезитового состава, и разнообразные гранитоидные плутоны этого же возраста широко распространены в более западных районах Средиземноморского пояса (Иран, Турция, Кавказ и др.). Можно предполагать, что развитые здесь третичные интрузивные образования сходны с центральнопамирскими. Так, существующее весьма детальное описание Мегринского батолита Армении [Меликсетян, 1964] позволяет усмотреть значительное его сходство с интрузивами Центрального Памира. При этом прежде всего бросаются в глаза совершенно идентичные памирским цифры возраста пород батолита (25—40 млн. лет) и сложное полигенное строение — породы плутона образуют ряд: монцониты (сиено-диориты) — граносиениты (гранодиориты) — граниты; особо примечательно, что гранитоиды батолита отличаются повышенной натровостью на уровне центральнопамирских. Характерными акцессорными минералами являются ортит, магнетит, сфен. С Мегринским батолитом связаны месторождения меди и молибдена, олова мало и в магматических породах, и в рудах.

Проявление третичного магматизма в сходных формах на территории Средиземноморского и Тихоокеанского поясов, очевидно, говорит об общности их тектономагматического развития в кайнозое, что, однако, не стирает различий металлогенического и геохимического плана между ними в это время. Они заключаются в повышенной оловоносности третичных гранитоидов Тихоокеанского пояса и доминирующей роли олова и вольфрама в рудах, тогда как одновозрастные гранитоиды в Средиземноморском поясе совершенно не специализированы на олово, а ведущими элементами в них являются молибден и медь. Интересно, что третичные гранитоиды Центрального Памира специализированы на олово, однако в рудном процессе оно значительно уступает таким элементам, как молибден и вольфрам; и совершенно не характерна для Центрального Памира медь.

С наиболее поздними неогеновыми движениями в Средиземноморском и Тихоокеанском поясах связаны небольшие приповерхностные интрузивы гранитоидных пород повышенной основности (Тирренская провинция, Камчатка). Совершенно иная картина наблюдается в Высокой Азии. Многочисленные $K = Ar$ определения абсолютного возраста, в ряде случаев подтвержденные $Rb = Sr$ определениями [Шанин и др., 1975], полученные по гранитам весьма крупных плутонов, распространенных на территории Южного и Центрального Памира, позволяют говорить о беспрецедентном по своим масштабам неогеновом магматизме в этом районе. В процессе его на участках приподнятого фундамента формировались крупные гранитные батолиты, сопровождаемые поясами пегматитов с разнообразной редкометальной минерализацией. По своему вещественному составу породы этих плутонов почти тождественны мезозойским гранитам, что говорит об устойчивости провинциальных особенностей и, в известной степени, о возможном, весьма длительном формировании плутонов [Хасанов, 1977]. Аналогичные молодые граниты могут быть выделены и в других районах Высокой Азии: в Нуристанском блоке на территории Афганистана и в Высоких Гималаях [Гансер, 1967]. Примечательна полная сходимости цифр $K = Ar$ возраста, полученных по южнопамирским гранитам и по подобным породам Гималаев. Нам представляется, что столь мощное развитие гранитов на территории Памира и сопредельных районов Высокой Азии еще раз подчеркивает особую позицию этого района в орогенных структурах континента.

Итак, территория Памира в процессе его фанерозойского развития являлась ареной мощного гранитоидного магматизма и рудогенеза, связанных со становлением разновозрастных орогенных структур континента Евразии. Это позволяет относить Памир к уникальной области скучивания орогенных поясов Земли. Границы этих поясов на территории Памира, естественно, не могут быть проведены острием карандаша. Скорее всего, их можно представить в виде зон, охватывающих Памир и сопредельные районы Высокой Азии, на территории которых наблюдаются переходы одного пояса в другой, с постепенным угасанием одних тенденций и нарастанием других при полном вытеснении первых. Заметим, что смена поясов не всегда бывает отмечена различиями в возрасте магматизма; иногда, как это было видно в смене Тихоокеанского Средиземноморским, она проводится по различиям в химизме гранитоидных пород и руд.

Представление об узловом положении Памира в орогенных поясах Евразии согласуется с взглядами Б.А. Петрушевского [1969, 1970] о принадлежности Памира к крупнейшему меридиональному Индо-Памирскому линеamentу Земли, главное значение которого, по нашему мнению, заключается в том, что он длительное время являлся областью раздела Тихоокеанского и Средиземноморского поясов. Существующий в настоящее время материал по магматизму Памира полностью подтверждает эту мысль. При этом следует особо подчеркнуть, что особенности фанерозойского эндогенного режима Памира говорят о самой тесной общности его вплоть до кайнозоя с восточными районами Евразии; лишь в третичное время появились некоторые тенденции, сближающие его со Средиземноморским поясом.

ЛИТЕРАТУРА

- Акрамов М.Б., Халилов М.Х., Норметов О. Интрузивный магматизм западной части Центрального Памира. Душанбе, 1977.
- Бархатов Б.П. Тектоника Памира. Л., 1963.
- Белусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962.
- Власов Н.Г., Тарасенко А.Т. Сопоставление доюрской истории геологического развития Южного Гиссара и Северного Памира. — В кн.: Вопросы геологии Средней Азии. Л., 1970.
- Гансер А. Геология Гималаев. М.: Мир, 1967.
- Гельман М.Д. О связи вулканической деятельности с интрузиями гранитоидов на Западной Чукотке. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 12.
- Геологическое строение СССР. М.: Недра, 1968. Т. 3. Магматизм.
- Дронов В.И., Андреева Т.Ф., Кушлин Б.К. Стратиграфия и история развития Центрального и Юго-Восточного Памира в мезозое. — МГК. XXII сессия. М.: Наука, 1964.
- Зоненшайн Л.П. Тектоническая история Центрально-Азиатского складчатого пояса (к закономерности строения геосинклинальных областей). — Геотектоника, 1967, № 6.
- Изох Э.П., Колмак Л.М., Наговская Г.И., Русс В.В. Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алия и связи с ними оруденения. М.: Госгеолтехиздат, 1957.
- Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алия и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967.
- Кутолин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972.
- Лутков В.С. Оловоносные гранитоидные формации Северного Памира. — Соз. геол., 1968, № 6.
- Меликесетян Б.М. Петрографические и геохимические особенности специализированных молибденоносных интрузивных комплексов Мегринского плутона (Армянская ССР). — В кн.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М.: Недра, 1964.
- Месхи А.М. Магматические комплексы зоны Юго-Восточного Памира. — В кн.: Материалы по геологии Памира. Душанбе, 1964; вып. 2.
- Месхи А.М. Реконструкция Аксуйского мондонитоидного вулканоплутона. — В кн.: Палеовулканологические реконструкции. Новосибирск: Наука, 1976.
- Некрасов Н.Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. — Тр. Якут. фил. Сиб. отд-ния АН СССР. Сер. геол., 1962, сб. 12.
- Ненашев Н.И. Мезо-кайнозойский магматизм и рудообразование Восточной Якутии. М.: Наука, 1965.
- Петрушевский Б.А. Индо-Памирская зона и Западно-Деканское землетрясение. — Геотектоника, 1969, № 2.
- Петрушевский Б.А. О геотектоническом соотношении Средиземноморского и Тихоокеанского складчатых поясов. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, № 3.
- Портнягин Э.А., Гнутенко И.А., Ковальчук И.А. и др. Каменноугольный вулка-

- низм и некоторые проблемы тектоники Гиссара (Южный Тянь-Шань). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, № 2.
- Рудич К.Н.* Магматизм хребта Сарычева. М.: Госгеолтехиздат, 1959.
- Руженцев С.В., Поспелов И.И., Сухов А.Н.* Тектоника Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира. — Геотектоника, 1977, № 4.
- Синицын В.М.* Центральная Азия. М.: Географиздат, 1959.
- Славин В.И.* Тектоника Афганистана. М.: Недра, 1976.
- Твалчрелидзе Г.А.* Некоторые особенности металлогении Средиземноморского геосинклинального пояса. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1964.
- Феоктистов В.П., Деникаев Ш.Ш.* Интрузивные и ультраметагенные образования Нуристана и Восточного Бадахшана (Северо-Восточный Афганистан). — Докл. АН СССР, 1976, вып. 226, № 1.
- Халилов М.Х.* Новые данные по абсолютному возрасту гранитоидных массивов Западного Памира. — Докл. АН ТаджССР, 1966, т. 20, № 5.
- Хасин Р.А.* Основные черты эволюции магматизма Монголии. — В кн.: Магматизм и металлогения. М.: Наука, 1971.
- Хасанов Р.Х.* Особенности механизма формирования и возраста Памирско-Шугнанского интрузива (Юго-Западный Памир). — Докл. АН ТаджССР, 1977, т. 20, № 11.
- Шанин Л.Л., Волков В.П., Акелянц М.М.* и др. Некоторые закономерности "омоложения" радиологического возраста горных пород на Юго-Западном Памире. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 4.

СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ПОЯС — ГИМАЛАИ — ПАМИР (факты и мысли)

Первая попытка структурной интерпретации орографии Евразии принадлежит Э. Зюссу. В книге "Лик Земли" он впервые показал альпийскую складчатую область Тетиса, исходя из принципа "горы — это складки". Так пояс начал служить гипотезе контракции и очень скоро занял своё прочное место на схемах всех ведущих тектонистов мира, протянувшись от Гибралтара до Индонезии. Пояс объединил территории крайне различные по своей геологической изученности — от хорошо исследованных Альп до почти нетронутых Ирана и Ирака, Гималаев, Бирмы, Памира.

В нашей отечественной литературе первое изображение пояса в виде "альпийской геосинклинальной области" было дано А.Д. Архангельским и Н.С. Шатским [1933] в пределах от Гибралтара до Гималаев. Если в отношении южной ветви альпид А.Д. Архангельский считал, что она от Динарид и почти до Гималаев представляет, по-видимому, единое тектоническое целое, то в отношении северной (Балканы, Крым, Кавказ, Копетдаг, Памир) уже тогда возникали серьезные сомнения, а вопрос о ее структурном единстве считался скорее поставленным, чем решенным [Архангельский, 1941].

В более современных трудах можно видеть, что контуры пояса не претерпели сколько-нибудь существенных изменений [Муратов, 1949, 1969; Муратов, Архипов, 1961], если не считать того, что на Тектонической карте Евразии [1966] его восточная часть — Бирма и Индонезия — отошла уже к Тихоокеанскому поясу, а название изменено на Средиземноморский. В объяснительной записке к Карте выделение складчатого пояса альпид Евразии обоснованно тем, что хотя пояс имеет очень сложное строение и состоит из разных по своему происхождению и возрасту структурных элементов, тем не менее его следует рассматривать как единый комплекс сооружений. Указано также, что в пределах пояса геосинклинальный этап развития (мезозой—палеоген) отличается образованием типичных осадочных формаций и сопровождающих их изверженных пород, в неогене же Альпийско-Гималайская область испытала орогенный этап развития с образованием моласс [Муратов, Архипов, 1966]. Таким образом, для выделения пояса избран формационный метод, с чем трудно не согласиться. Важным его свойством признано заложение на складчатом основании палеозойской геосинклинальной системы, разделявшей некогда платформы Евразии и Гондваны. Как стало сейчас очевидно, этот признак не может считаться универсальным, поскольку вся восточная часть пояса (Загрос, Иран, Афганистан, Каракорум, Гималаи) заложена на древней платформе [Муратов, Архипов, 1966]. Упомянутое обстоятельство уже само по себе достаточно резко нарушает единство пояса как целостной геологической единицы, тем не менее с этим можно примириться, считая, что поскольку пояс альпийский, то главное в его строении — формации, мезозойские и особенно кайнозойские. Кратко рассмотрим этот вопрос, обратившись к пересечению Гималаи — Памир.

В основополагающих работах по Гималаям, например в сводке А. Гансера [1967], можно видеть, что основным тезисом автора является утверждение, что только небольшая часть Гималаев образовалась из геосинклинали, а в основном горное сооружение возникло из активизированной области Индийского щита. Посылкой для такого предположения послужило разительное отличие Гималаев от их западного продолжения в горах Белуджистана. Как известно, мощные миогеосинклинальные юрские, меловые и палеогеновые образования хребта Киртар и Сулеймановых гор значительно теряют свою мощность к северо-востоку в горах Хозара и совершенно не прослеживаются в собственно Гималаях [Кришнан, 1954; Гансер, 1967; и др.]. Очень полный и широко известный в литературе разрез палеозойских и мезозойских отложений так называемой Тибетской зоны или Гималаев

Тетиса характеризуется небольшими мощностями и совсем негеосинклинальными формациями. Породы структурного шва Инда, приуроченные к узкому приразломному прогибу и представленные грубыми гравелитами, сланцами и нуммулитовыми известняками верхнемелового—эоценового возраста, — единственная формация, несколько напоминающая геосинклинальные образования, к разряду которых относятся и известные здесь офиолиты. Следует заметить, что сам термин "флиш Инда", примененный к этой толще родоначальниками англо-индийской геологии, только запутывает вопрос, поскольку к настоящему флишу эти образования отношения не имеют. Таким образом, можно констатировать, что одно из определяющих для выделения Альпийского складчатого пояса условий — развитие геосинклинальных формаций мезозойско-кайнозойского возраста — в Гималаях практически отсутствует. Как это отмечено недавно В.В. Белоусовым, здесь наблюдается почти полная редукция альпийской геосинклинали до состояния узкого "шнурка" — приразломного офиолитового прогиба — с "флишем Инда" в качестве заполнения [Белоусов, 1978].

Предгималайский прогиб, выполненный мощным неоген-четвертичным наземным обломочным комплексом, часто трактуется как краевой прогиб геосинклинального пояса. У нас уже был случай показать, что Предгималайский прогиб имеет своих многочисленных аналогов далеко за пределами признанного Альпийского пояса. Предгорные прогибы, такие, как Преддарвазский, Предкуньлуньский, Кучарский, межгорные Джунгарский и Ферганский, обладают строением вполне сходным с Предгималайским и возникли не в результате закрытия альпийских геосинклиналей, а при возникновении грандиозного неотектонического поднятия всей Высокой Азии в неоген-четвертичную эпоху. Все это позволяет зачислить собственно Предгималайский прогиб в разряд предгорных и подчеркнуть его отличие от соседних Белуджистанского и Бирманского прогибов, которые следует квалифицировать уже как краевые [Резвой, 1961, 1964а].

Вопрос об исключении Памира из области альпийской складчатости (Средиземноморского пояса) не является новым и всегда возникал при составлении мелко-масштабных тектонических карт. Общеизвестны высказывания многих среднеазиатских геологов о принадлежности Северного Памира к герцинидам и о его сходстве с Южным Тянь-Шанем [Марковский, 1936; Петрушевский, 1955; Бархатов, 1963; и др.]. В этих же и во многих более поздних работах утверждается тезис о присутствии триасовых и юрских миогеосинклинальных формаций на Центральном и Юго-Восточном Памире и о необходимости отнесения этого и смежных с ним регионов (Каракорум, Гиндукуш) к мезозоидам [Резвой, 1961; Вонгаз, 1963; и др.]. Эта же мысль была высказана в ряде докладов на минувшей сессии Тектонического комитета АН СССР в 1978 г. [Белов, 1978; Чернер и др., 1978; Карапетов, 1978; Месхи, 1978; Славин, Хаин, 1978; и др.].

Надо добавить, что до сих пор отсутствуют сколько-нибудь убедительные данные о существовании на Памире геосинклинальных формаций собственно альпийского возраста (мел — палеоген — неоген). Попытка их установления каждый раз убедительно отвергается М.М. Кухтиковым [1974] и др.

Таким образом, отнесение Памиро-Гималайского региона к Альпийскому складчатому поясу отвергается благодаря практически полному отсутствию геосинклинальных формаций соответствующего возраста. В связи с этим и восточное распространение Альпийского складчатого пояса следует ограничить Ираном и Афганистаном, как это сделано В.И. Славиним [1976]. Выводы упомянутого автора не являются неожиданными, поскольку вопрос о меридиональной зональности Азиатского материка, поднятый еще Э. Арганом [1935], был рассмотрен впоследствии Б.А. Петрушевским [1961], уже тогда наметившим Индо-Памирскую меридиональную тектоническую зону. Этот вопрос обсуждался В.М. Сеницыным [1962] и дал нам повод сформулировать идею Великого геораздела Азиатского материка, в котором редуцируются геосинклинальные системы всех возрастов — от палеозойских до альпийских [Резвой, 1964б].

Возвращаясь недавно к более расширенной характеристике Индо-Памирской зоны и признавая ее западным ограничением нашего геораздела Азии, Б.А. Петру-

шевский предлагает восточную его границу именовать Восточно-Индокоеанской зоной и считать ее таким же важным разграничительным геотектоническим рубежом, как и Индо-Памирскую. Одновременно было высказано предположение, что кайнозойский Средиземноморский пояс на меридиане Восточно-Индокоеанской зоны выклинивается [Петрушевский, 1977]. Существование субмеридиональных линейментных структур, определенно указывающих на связь с мантией, показано недавно в очень содержательной статье Е.А. Похвисневой [1976]. Это же подчеркнуто и в тезисах доклада Б.А. Петрушевского и Ю.К. Шукина [1978] на прошедшей сессии Тектонического комитета АН СССР. Совершенно очевидно, что поперечная тектоническая зональность Азиатского материка имеет глубинное происхождение, тенденцию длительного развития на одних и тех же местах и служит хорошим свидетельством против представлений о крупных горизонтальных перемещениях отдельных участков литосферы в стиле "тектоники плит" или других вариантов мобилизма.

В качестве некоторого итога к высказанным выше положениям следует заметить, что все они направлены на то, чтобы подчеркнуть исходно блоковое строение центральной части Азиатского континента, которое почти полностью ликвидирует возможность протягивать линейную геоконструкцию, как Альпийский, или Средиземноморский пояс, к востоку от Ирана и Афганистана. Естественным образом из состава пояса должен быть исключен Памир. Однако при тектоническом районировании Азиатского материка совершенно необходимо учитывать столь мощный фактор, как неотектоническое структурообразование, которое служит альтернативой альпийскому геосинклинальному развитию, но почти не учитывается при тектоническом районировании.

ЛИТЕРАТУРА

- Арган Э. Тектоника Азии. М.: ГОНТИ, 1935.
- Архангельский А.Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. М.; Л.: ГОНТИ, 1941. Т. 1.
- Архангельский А.Д., Шатский Н.С. Схема тектоники СССР. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1933, т. 2, № 4.
- Бархатов Б.П. Тектоника Памира. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963.
- Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978.
- Белов А.А. Главные докембрийские структурные зоны и история развития Средиземноморского пояса. — В кн.: Тезисы докладов сессии Тектонического комитета АН СССР. М., 1978.
- Вонгаз Л.Б. Некоторые закономерности развития подвижного пояса Средней и Высокой Азии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 4.
- Гансер А. Геологическая и тектоническая история Гималаев. — Сов. геол., 1965, № 10.
- Гансер А. Геология Гималаев. М.: Мир, 1967.
- Карпетов С.С. Условия заложения и основные структурные элементы восточной части Средиземноморского складчатого пояса Евразии. — В кн.: Тезисы докладов сессии Тектонического комитета АН СССР. М., 1978.
- Кухтиков М.М. Меланж осадочного происхождения на Юго-Западном Памире. — Докл. АН ТаджССР, 1974, т. 17, № 9.
- Кришнан М.С. Геология Индии и Бирмы. М.: ИЛ, 1954.
- Марковский А.П. О взаимоотношении Памира и Тянь-Шаня. — В кн.: Научные итоги работ ТПЭ. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936.
- Месхи А.М. Памир как область крупного скупивания орогенических поясов Земли. — В кн.: Тезисы докладов сессии Тектонического комитета АН СССР. М., 1978.
- Муратов М.В. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. — В кн.: Тектоника СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1949, т. 2.
- Муратов М.В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса. — Геотектоника, 1969, № 2.
- Муратов М.В., Архипов И.В. О тектоническом положении Памира в системе складчатых горных сооружений Юго-Западной и Центральной Азии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, т. 34, № 4.
- Муратов М.В., Архипов И.В. Области Альпийской складчатости. — В кн.: Тектоника Евразии / Под ред. А.Л. Яншина. М.: Наука, 1966.
- Петрушевский Б.А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
- Петрушевский Б.А. Некоторые особенности тектоники Памира. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, т. 36, № 4.
- Петрушевский Б.А. Индо-Памирская зона — один из важнейших поперечных линейментов Азии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, № 5.
- Петрушевский Б.А., Шукин Ю.К. Крупные поперечные тектонические зоны Средиземноморского складчатого пояса и не-

- которые загадки сейсмичности. — Тезисы докладов сессии Тектонического комитета АН СССР. М., 1978.
- Похвиснева Е.А.* Геология Памира в свете новых данных. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, т. 41, № 4.
- Резвой Д.П.* Некоторые соображения о геологическом развитии гималайской части Тетиса. — Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1961, № 7/8.
- Резвой Д.П.* О тектонической природе западной части Памир-Гималайско-Куьнлуньского неотектонического поднятия. — В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1964а.
- Резвой Д.П.* О великом георазделе Азиатского материка. — В кн.: МГК. XXII сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 11. М.: Наука, 1964б.
- Зиницын В.М.* Палеогеография Азии. Л.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Славин В.И.* Тектоника Афганистана. М.: Недра, 1976.
- Славин В.И., Хаин В.Е.* Роль киммерийских движений в развитии Средиземноморского пояса. — В кн.: Тезисы докладов сессии Тектонического комитета АН СССР. М., 1978.
- Тектоническая карта Евразии/ Под ред. А.Л. Яншина. М.: Наука, 1966.
- Чернер Э.С., Буданов В.И., Соколов В.А.* Тектоника Памира. — В кн.: Тезисы докладов сессии Тектонического комитета АН СССР. М., 1978.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ АЛЬПИЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ ГИПОТЕЗЫ РАСШИРЕНИЯ ЗЕМЛИ

Начиная с конца XIX столетия, почти все наиболее распространенные варианты тектонических гипотез включали объяснение складчатости Альпийского (Альпийско-Гималайского) пояса как следствие сближения материков Африки и Индии, с одной стороны, и Евразии — с другой. Такое представление развивали сторонники гипотез контракции (Э. Зюсс, Г. Штилле, Л. Кобер, Д.И. Мушкетов), дрейфа континентов (Ф.Тейлор, А. Вегенер), подкорковых течений (О. Амтферер, А. Дю-Тойт и др.), глубиной дифференциации вещества (Р. ван Беммелен) и др. Характерно, что такую точку зрения поддерживали большинство альпийских геологов независимо от их теоретических представлений (Э. Арган, Э. Краус, Р. Штауб и др.).

В последние годы тот же взгляд на основе новых материалов и представлений о дифференциальном перемещении крупных пластин коры и мантии, вызванном глубинными ротационными силами, высказал А.В. Пейве [1969]. Таким же образом стремятся объяснить альпийскую складчатость сторонники "новой глобальной тектоники" (гипотезы плит).

Причину того, что это постоянно привлекаемое и несомненно согласующееся с разнобразными геологическими наблюдениями объяснение происхождения складчатости Альпийского пояса не стало общепризнанным, нужно видеть в трудностях, которые возникают из представления о взаимном перемещении континентов по поверхности не изменяющей своих размеров Земли. Так, гипотеза контракции не могла объяснить необходимые масштабы перемещений; гипотеза дрейфа континентов нуждалась в неправдоподобном предположении о свободном плавании материков по "симе"; гипотезы подкорковых течений предполагают существование замкнутых "ячей", в которых мантийный материал разных уровней должен постоянно перемешиваться вопреки установленному факту горизонтального расслоения мантии, существованию в ней слоя астеносферы и т.д. "Новая глобальная тектоника" выбрала Альпийский складчатый пояс в качестве "поглощающей" границы плит именно вследствие распространения в нем тектонических признаков сжатия [Морган, 1974; Ле Пишон, 1974]; поэтому попытки сторонников этой гипотезы объяснить происхождение альпийской складчатости сближением Африки с Европой постоянно возобновляются [Dewey et al., 1973; Bosselini, Hsü, 1973; и др.]. Однако труднопреодолимое препятствие состоит в том, что согласно известному положению гипотезы плит, последние должны перемещаться поперек простирающихся срединно-океанических хребтов в направлении пересекающих их трансформных разломов. Следовательно, Африканская плита должна двигаться с запада на восток (что прямо и указывается сторонниками гипотезы плит, например Ле Пишоном с соавторами [1977]), т.е. мимо Европы [Чудинов, 1976]. Попытки преодолеть это затруднение состоят в предположении, что Африканская плита меняла направление своего движения, но это противоречит основам гипотезы плит¹.

По-видимому, единственной тектонической гипотезой, из которой сближение Гондванских и Лавразийских материков вытекает естественным образом, не требуя дополнительных труднодоказуемых предположений, является гипотеза расширения Земли.

¹ Может показаться странным, что гипотеза плит, обычно принимаемая за выражение крайнего мобилизма, испытывает трудности при объяснении сближения находящихся рядом Африки и Европы. Эти трудности, однако, закономерны: в силу ограничений, налагаемых на эту гипотезу представлением о неизменном размере Земли, она не может принять все перемещения континентов, вытекающие из раскрывания океанов, включая самые очевидные.

ВОЗНИКНОВЕНИЕ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ В УСЛОВИЯХ РАСШИРЕНИЯ ЗЕМЛИ

Распространено мнение, что главная трудность гипотезы расширения Земли состоит в объяснении происхождения складчатости. Такое мнение, очевидно, сложилось в связи с традиционным объяснением складчатых процессов всеобщим сжатием, предложенным гипотезой контракции. Расширение Земли как процесс, обратный контракции, в этом случае представляется неспособным объяснить складчатость. Однако в настоящее время накоплено достаточно материалов, показывающих отсутствие всеобщих эпох сжатия. Более того, со времени выяснения характера развития океанов стало очевидным, что в то время, когда на одних участках земной поверхности проходит складкообразование, другие ее участки — в пределах океанов — претерпевают интенсивное расширение. Подобный ход геологической истории естествен с точки зрения расширения Земли: складчатость в этом случае должна объясняться сложностью и неравномерностью процесса расширения верхних оболочек Земли, при которых земная поверхность увеличивается за счет постоянного наращивания океанических пространств, в то время как сохраняющие в основном свои размеры континентальные глыбы (пластины) оказывают сопротивление этому расширению. Результатом такого сопротивления должно явиться интенсивное механическое воздействие на континентальные массы со стороны подтекающего к поверхности глубинного материала; это воздействие должно приводить к тектоническим деформациям, в том числе локальным деформациям сжатия внутри континентов, на их окраинах, а также между континентами, если на отдельных участках произойдет их сближение.

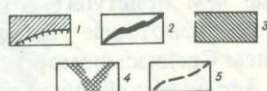
Сближение континентов при расширении Земли возможно тогда, когда скорость разрастания части океанов оказывается больше скорости расширения всей Земли. Такое избыточное расширение части океанов должно вести к замедлению или полному прекращению расширения остальных (более древних) океанов. В случае достаточно большого избыточного расширения одних океанов за счет площади других (при условии, что их литосфера является более тонкой и более способной к деформациям, чем литосфера окружающих континентов) последние должны испытывать сокращение, т.е. эти океаны (геосинклинали, геосинклинальные области и т.д.) или их части должны подвергнуться сжатию и складчатости. Возможность смятия тонкой океанической (геосинклинальной) коры при сближении континентов вытекает из современных геофизических данных, свидетельствующих, что в основании континентов лежит не кора мощностью в несколько десятков километров, как предполагалось еще недавно, а мощная континентальная литосфера, относительно охлажденная и консолидированная на глубину в сотни километров [Clarck, Ringwood, 1964; Ringwood, 1975; и др.].

О том, что в мезозое и кайнозое действительно происходило избыточное расширение океанов южного полушария, свидетельствуют простые расчеты. Максимальное (и в то же время наиболее вероятное) увеличение радиуса Земли с конца палеозоя — начала мезозоя оценивается примерно в 1,5 раза (что соответствует отношению древнего радиуса к современному порядка 0,7 или несколько больше). Этому увеличению соответствует приращение радиуса Земли за последние 200—150 млн. лет в среднем на 1—1,5 см/год или большого круга Земли на 6—9 см/год. Однако, по принятым в настоящее время геофизическим расчетам (подсчет скорости спрединга по возрастной шкале полосовых магнитных аномалий), скорость разрастания только Восточно-Тихоокеанского поднятия в течение кайнозоя составляла примерно 12 см/год, т.е. превышала максимально возможную скорость расширения любого большого круга на поверхности Земли; поскольку одновременно разрастались и другие океаны, суммарная скорость их расширения была явно избыточной. Скорость раскрывания Индийского океана, с которым наиболее прямо связано перемещение к северу Индии и Африки, может быть определена по расстоянию, которое прошла Индия от места схождения Срединно-Индоокеанских хребтов, где, видимо, начиналось ее движение. Это расстояние составляет около 4000 км, что при перемещении в течение 200—150 млн. лет соответствует скорости 2—3 см/год. Поскольку

Рис. 1. Взаимное расположение испытывавших спрединг океанов и Альпийского складчатого пояса

Использована косая азимутальная стереографическая проекция, масштаб которой по краям в 2 раза крупнее, чем в центре; несмотря на вызванное этим преуменьшение размеров Индийского океана, видны значительно меньшая по сравнению с океанами величина Альпийско-Гималайского пояса, а также его расположение перед фронтом перемещения Африканского и Индийского континентов

1 — область деформаций Альпийско-Гималайского складчатого пояса и главные надвиговые структуры; 2 — геосинклинальные зоны, испытывавшие наиболее сильные деформации сжатия; 3 — Притихоокеанская геосинклинальная складчатая область; 4 — зоны раздвижения срединно-океанических хребтов (оси спрединга); 5 — вероятное первоначальное положение южных окончаний Африканского и Индийского континентов (их размеры увеличены, так как после раскалывания континентов отвечающие линиям раскола срединно-океанические хребты в ходе расширения Земли испытали растяжение в разных направлениях). Точками покрыты континенты гондванской группы



это лишь половина симметричного разрастания Индийского океана, общая скорость его разрастания составляла 4–6 см/год, т.е. 2/3 суммарной скорости расширения всей Земли; эту скорость, очевидно, также нужно признать избыточной¹.

Мы не будем останавливаться здесь на доказательствах самого расширения Земли; частично они приведены в работах автора и других [Чудинов, 1976; Муратов, 1975; Ларин, 1975; Блинов, 1977; Carey, 1975; Owen, 1976; и др.]. Но если признать расширение Земли и ускоренное расширение южных океанов реальным, то осколки Гондваны, оказавшиеся по северную сторону от образовавшейся после ее раскола системы срединно-океанических хребтов (т.е. Африканский и Индийский континенты), должны были перемещаться на север, описывая определенные траектории на поверхности расширяющейся Земли. Такое перемещение, как известно, отчетливо выявляется палеомагнитными наблюдениями в Индии и Африке. Оказавшийся на пути перемещения южных материков за древним океаном Тетис, крупнейший континентальный массив Евразии, естественно, не мог перемещаться согласованно с раскрытием находящегося в стороне от него и к тому же не самого крупного на Земле Индийского океана.

Площадное количественное соотношение раскрывающихся южных океанов и области альпийской складчатости в пределах Альпийско-Гималайского пояса можно видеть на рис. 1. Какой бы грандиозной не представлялась складчатая структура пояса, в сравнении с площадью раскрывшихся в мезозое–кайнозое южных океанов она должна считаться образованием подчиненного порядка.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАЗМЕЩЕНИЕ ОБЛАСТЕЙ РАСШИРЕНИЯ И СЖАТИЯ

Особо следует отметить отсутствие затруднений в объяснении с точки зрения расширения Земли, характерного для мезозойско-кайнозойской истории западной части Альпийского пояса, близкого соседства складчатых сооружений и интенсивно развивающихся впадин. Объяснение этого явления представляло трудность для

¹ М. Мак-Элхини [McElhinny, 1968] на основе палеомагнитных данных определил скорость перемещения Индии в 10 см/год. Эта величина, по-видимому, завышена, так как автор не учитывал изменения полярных расстояний при расширении Земли.

многих тектонических гипотез, в связи с чем некоторые исследователи (например, Л. Кобер) вынуждены были предполагать маловероятные попеременные перемещения Африки к Европе и обратно. С точки зрения расширения Земли отмеченное соседство вполне естественно, поскольку сжатие в этом случае — временный локальный процесс, проходящий на фоне общего расширения. Любая остановка или замедление процесса сжатия (например, замедление или приостановка перемещений Африки) могут вызвать появление среди уже созданных структур сжатия новых участков растяжения типа Средиземноморских, Паннонской и им подобных впадин. Эти участки по отношению к более ранним структурам должны иметь случайный, т.е. наложенный, характер, что и наблюдается в действительности.

ПЕРЕМЕЩЕНИЯ АРАВИЙСКОГО ВЫСТУПА ПРИ РАСКРЫТИИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКИХ ВПАДИН

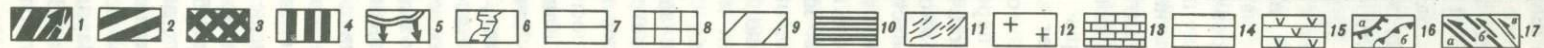
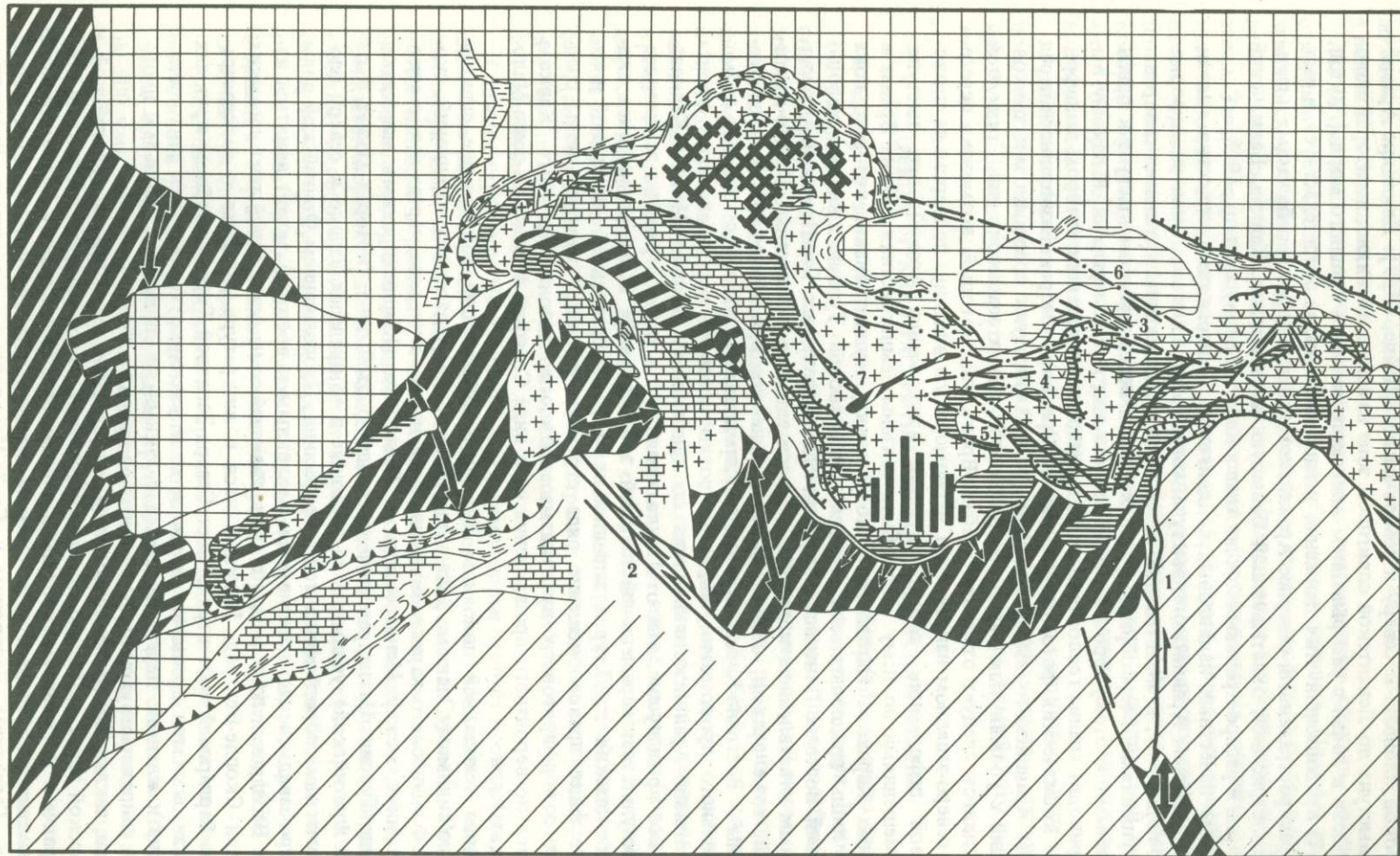
В настоящей работе мы ограничимся реконструкцией закрытия Средиземноморских впадин, которые с точки зрения расширения Земли должны являться областями растяжения и раздвигов, и рассмотрением некоторых тектонических выводов, основанных на этой реконструкции.

Прежде чем приступить собственно к указанной реконструкции, необходимо рассмотреть некоторые тектонические явления, протекавшие одновременно с раскрытием Средиземноморских впадин и связанные с выдвиганием Аравийского выступа Африканской платформы. Перемещение Аравийского выступа — одно из следствий движения к северу всего Африканского континента, судя по ряду признаков, продолжается до сих пор, что следует принимать во внимание при любых реконструкциях, относящихся к поздним этапам развития Средиземноморья.

В литературе не раз отмечался резко различный характер тектонического развития в послепалеогеновое время частей Альпийского пояса, расположенных к западу и востоку от Левантской зоны субмеридиональных разломов, проходящей вблизи восточной окраины Средиземного моря. Как установлено рядом исследований, по основному направлению движений Левантская зона соответствует крупному левому сдвигу. К западу от нее в миоцене и позднее происходило раскрытие современных Средиземноморских впадин, т.е. господствовали условия растяжения; к востоку — перемещение на север Аравийского выступа, следствием которого

Рис. 2. Схема тектонического строения Альпийского складчатого пояса. Составлена на основе геологических карт и дешифрирования космических фотоснимков; топографическая основа соответствует Геологической карте континентов мира масштаба 1:15 000 000 под ред. Д.В. Наливкина, 1970 г.

1 — области новообразованной в ходе раскрытия Средиземноморской впадины коры океанического типа и Атлантический океан (стрелки показывают направление перемещений блоков при совмещении южного и северного обрамления Средиземноморья); 2 — области растяжения гранитного слоя в пределах континентальной литосферы мезозойского (окраина Атлантического океана) и кайнозойского (Адриатическое море) возраста; 3 — Паннонская впадина — область изометричного растяжения континентальной литосферы в миоцене (домиоценовая кора разделена на останцы, испытывавшие взаимное удаление); 4 — Эгейское море — область растяжения, связанная с выдвиганием дна Восточно-Средиземноморской впадины в Эллинском желобе; 5 — Эллинская зона выдвигания океанической коры; 6 — рифтовая Ронско-Рейнская зона внутри Европейского континента; 7 — Черноморская впадина; 8 — Европейский палеоконтинент в середине мела; 9 — Африканский палеоконтинент в середине мела; 10 — зона развития офиолитовых серий — океанического фундамента и преимущественно глубоководных геосинклинальных осадков; 11 — преимущественно миогеосинклинальные (сушевно флишевые) осадки (штрихи показывают простирание складчатых структур); 12 — площади выходов докембрийского и нижнепалеозойского континентального метаморфического фундамента; 13 — площади развития преимущественно мезозойских мелководных отложений сокращенной мощности со стратиграфическими перерывами; 14 — площади распространения преимущественно палеозойских, часто мелководных отложений; 15 — площади распространения мезозойско-кайнозойских эффузивных излияний, обычно с континентальным метаморфическим фундаментом; 16 — важнейшие надвиги и шарьяжи; а — связанные с выдвиганием Аравийского выступа, б — прочие; 17 — важнейшие сдвиги, развившиеся: а — в Африканской платформе и на ее окраинах в связи с выдвиганием Аравийского выступа и раскрытием Средиземноморских впадин, б — перед фронтом Аравийского выступа, в — прочие. Сдвиги: 1 — Левантский, 2 — Пантеллерийский (Сицило-Тунисский), 3 — Восточно-Понтийский, 4 — Северо-Анатолийский, 5 — Фригийская зона, 6 — Трабзон-Вранчский, 7 — Вардарская зона, 8 — Восточно-Карский



явилось пододвигание последнего под геосинклинальную область Восточного Тавра со смятием и шарьированием геосинклинальных и платформенных образований на широкой площади к северу и северо-западу [Пейве, 1969]. Движение Аравийского выступа по Левантской сдвиговой зоне началось, очевидно, во второй половине эоцена в связи с раскрытием Аденского залива и Красного моря [Лаутон, 1970]. О продолжении этих движений в настоящее время свидетельствует, в частности, распространенный севернее Аравийского выступа ореол особо частых и сильных землетрясений, охватывающий большую часть Турции, Кавказ, Балканский полуостров и распространяющийся до Альп и Карпат [Белоусов и др., 1968].

Помимо известных надвиговых, поддвиговых и шарьяжных структур, связанных с движением Аравийского выступа, сопровождающие это движение деформации, по-видимому, в значительной своей части представлены крупными сдвиговыми нарушениями, веерообразно расходящимися перед фронтом выступа и ориентированными к этому фронту радиально или под косыми углами. К такому выводу приводит анализ геологических материалов и проведенное автором дешифрирование космических фотоснимков области Средиземноморья. Развившиеся перед фронтом Аравийского выступа сдвиги (рис. 2) образуют ореол, во многом совпадающий с упомянутым выше ореолом особо частых землетрясений. Среди этой серии сдвигов следует отметить Трабзон-Вранчский, который, возможно, пересекает в северо-западном направлении Черноморскую впадину, подвергая ее правосдвиговой деформации, соответствующей выдвиганию Аравийского выступа. С перемещениями по нему могут быть связаны землетрясения района Вранча в Восточных Карпатах. Параллельно этому сдвигу, существование которого пока можно лишь предполагать, в пределах материковой Турции проходит хорошо известный Восточно-Понтийский правый сдвиг вдоль рек Гер-Ирмак и Келькит, широтным ответвлением которого является еще более известный Северо-Анатолийский, тоже правый, сдвиг. Существование еще одной крупной правосдвиговой зоны — Восточно-Карсской — следует предполагать восточнее; эта зона субмеридионального простираения, видимо, протягивается от восточного края фронта пододвигания Аравийского выступа до центральных районов Малого Кавказа. Как и все предыдущие, она отчетливо проявлена в распространении землетрясений; результатом перемещений по этой зоне являются более интенсивное сжатие закавказских структур в западной их части по сравнению с восточной и соответствующее правое смещение ряда структурных зон (например, зоны среднеюрского порфиритового вулканизма южного склона Большого Кавказа относительно вероятного продолжения ее в виде Сомхито-Агдамской зоны Малого Кавказа).

Начиная с западной половины Турции преобладающее направление сдвигов было, по-видимому, левым. Зона выдержанных северо-западных нарушений, скорее всего сдвигового характера, выявляется на геологических картах и космических снимках между Мендересским и Галатским (Кыршехирским) массивами на западе Турции. На направление смещений в этой зоне (которая может быть названа Фригийской) указывает выдвигание в ее пределах далеко к северу блоков с участием пород офиолитовой формации. Продолжением Фригийской зоны на северо-запад (в настоящее время смещенным к востоку) может являться известная Вардарская зона вместе с продолжающей ее на север зоной тектонических смещений Скопле-Белград. Приводящиеся в литературе сведения о распространении в Вардарской зоне и ряде мест Северо-Западной Турции наиболее крупных гипербазитовых тел преимущественно в виде узких крутопадающих тектонических линз и клиньев, перемежающихся с такими же линзами и клиньями иного состава, свидетельствуют в пользу сдвиговой природы этих зон.

Если заключение о левосдвиговом направлении движений во Фригийской и Вардарской зонах правильно, то между правыми северо-западными сдвигами Трабзон-Вранча и Восточно-Понтийским и левыми Западной Турции и Балкан расположен выдвигающийся перед Аравийским выступом на северо-запад клин, составленный Галатским, Родопским и Сербо-Македонским массивами. Результатом горизонтального перемещения этого Галатско-Родопского клина может считаться

(наряду с более древними формациями и развитием участка изометричного растяжения в виде Паннонской впадины) сложный изгиб Южных и Восточных Карпат. Можно допустить, что действие Галатско-Родопского клина распространяется до Альп и приводит к правосдвиговым смещениям вдоль северного их подножия и надвигам в Западных Альпах.

Из сказанного видно, что преобладающим направлением сдвигов, радиально отходящих от Аравийского выступа, является северо-западное. Поэтому можно заключить, что Аравийский выступ перемещался не только с юга на север, в направлении Левантской зоны разломов, но в еще большей мере с юга-востока на северо-запад. Этот вывод согласуется с неоднократно высказывавшимся мнением о крупных (видимо, эоцен-миоценовых) сдвигах вдоль Загроса. Перед фронтом перемещения Аравийского выступа в северо-западном направлении расположены особенно сложные надвигово-шарьяжно-складчатые структуры Восточной Турции, в которых офиолитовые образования геосинклинали Тетиса и сиалический фундамент ее обрамления испытали крупные и сложные перемещения с многократным взаимным тектоническим проникновением.

Развитие передового ореола радиальных сдвигов перед континентальным выступом, выдвигающимся в зону складчатых деформаций, по-видимому, типично и, как будет показано ниже, отмечается и на других участках Альпийского складчатого пояса.

РЕКОНСТРУКЦИЯ РАСКРЫТИЯ СРЕДИЗЕМНОМОРСКИХ ВПАДИН

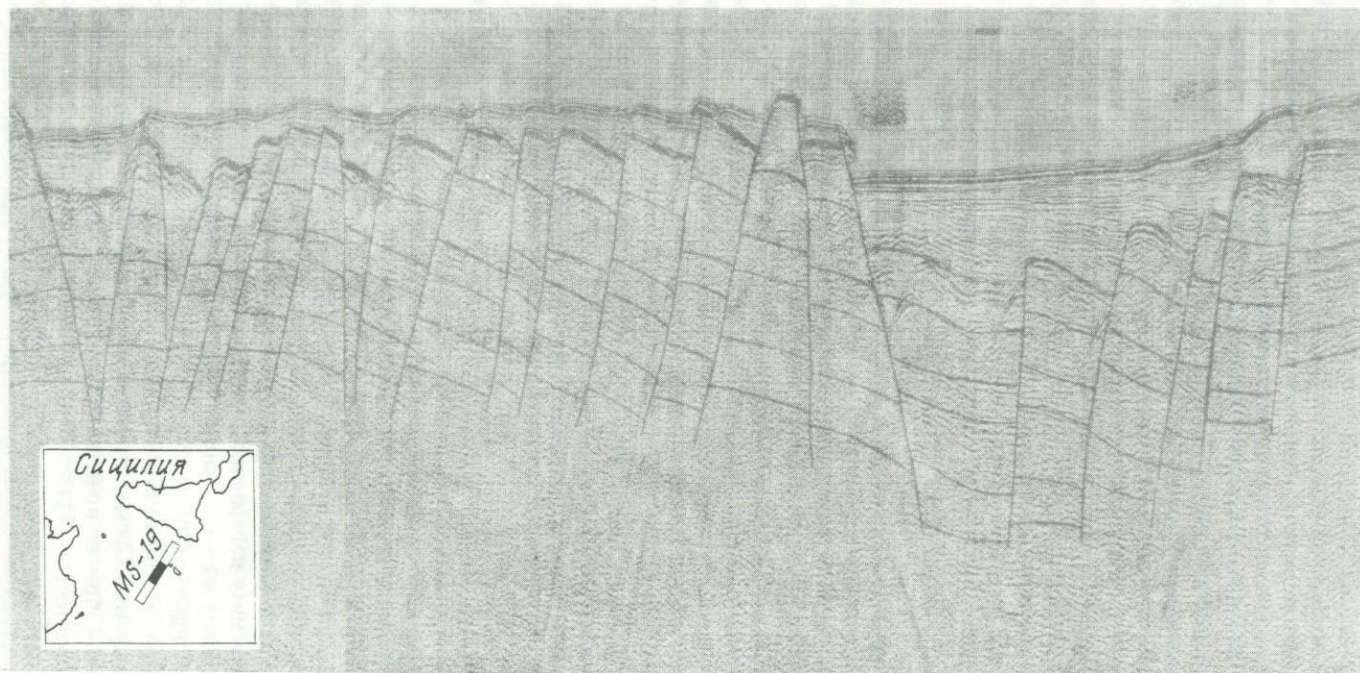
К западу от зоны Левантских сдвигов со второй половины миоцена развивались условия растяжения с образованием впадин Средиземного моря. В соответствии с представлением о расширении Земли наиболее вероятным способом образования этих впадин является раздвижение континентальной земной коры; следовательно, для обрамления Средиземного моря может быть проведена реконструкция совмещения, подобная тем, которые проводятся для побережий Атлантического и других океанов¹. Она возможна и хорошо осуществляется при условии, что раздвижение Средиземноморских впадин должно приниматься сопряженным с раскрытием Бискайского залива и Красного моря. На западе закрытие Средиземноморских впадин должно проводиться с одновременным закрытием Бискайского залива и соответствующим поворотом по часовой стрелке Пиренейского полуострова (поворот последнего против часовой стрелки относительно массивов Центральной Европы надежно устанавливается палеомагнитными измерениями и составляет 36° [McElhinny, 1973; и др.]).

Сложная структура Центрального Средиземноморья требует проведения дополнительных реконструкций. Совмещению северного и южного побережий Средиземного моря здесь мешает наблюдаемое положение Корсики и Сардинии. Представляется наиболее вероятным, что последние первоначально примыкали к Апеннинскому полуострову и отделились от него на одной из поздних стадий развития Средиземноморского бассейна вследствие клиновидного раскрытия Тирренской впадины. Первоначальное размещение Корсики и Сардинии вплотную к Апеннинскому полуострову и Сицилии хорошо согласуется с формой побережья последних и с их геологическим построением; предположение о первичном расположении Корсики и Сардинии вблизи южного побережья Франции [Alvarez, 1972] кажется менее правдоподобным.

После совмещения Корсики и Сардинии с западным побережьем Апеннинского полуострова раскрытие Средиземного моря можно объяснить тем, что блок Сардиния—Апеннины—Сицилия испытал крупное правосдвиговое смещение (примерно на 500 км) относительно Тунисского побережья Африки по нарушениям северо-западного простирания, проходящим через Тунисский пролив в направлении

¹ Мы не рассматриваем здесь последовательности образования отдельных Средиземноморских впадин.

НЗЗ



00 СВ
 Плиоцен - четвертичные
 1,0
 Миоцен
 Олигоцен
 2,0
 Эоцен
 Мел
 3,0 Юра
 Триас
 4,0
 5,0
 6,0 с

Рис. 3. Сейсмоакустический профиль через Тунисский пролив (Мальтийский грабен [Morelli, 1975]). Серия сближенных крутопадающих нарушений северо-западного простирания

залива Сидра. Оснований для такого предположения вполне достаточно. Во-первых, при сейсмологическом профилировании Тунисского пролива выявлена серия частых крутопадающих субпараллельных нарушений соответствующего простирания, сопровождающихся деформациями осадков в их крыльях; характер этих нарушений типичен для крупных сдвиговых зон (рис. 3)¹. Во-вторых, на существование зоны разрывов, скорее всего сдвигового характера, указывает распространение на дне Сицило-Тунисского бассейна ряда кулисообразно расположенных линейных грабенов северо-западного простирания (грабен Пантеллерия и др.). Наконец, свидетельством крупных правосдвиговых смещений может являться характерное отгибание всех северо-восточных структур Туниса к северу при их приближении к Тунисскому проливу [Тектоника Африки, 1973; и др.].

При проведении реконструкции имеется также в виду, что тектонические перемещения в Эллинском желобе (название которого стало часто неудачно переводиться как Гелленский) состояли в **выдвигании** дна Средиземного моря из-под Эгейской дуги, а не в его поддвигании, как обычно предполагается. Подобное направление движений вдоль сопровождающих глубоководные желоба глубинных сейсмофокальных зон соответствует представлениям о расширении Земли и хорошо согласуется с геофизическими и геологическими данными². В частности, выдвигание дна Ионической впадины в Эллинском желобе подтверждается не только отсутствием деформаций его осадков [Initial reports . . . , 1973], но и палеомагнитными данными о повороте п-ова Пелопонес (Арголис) в послетриасовое время почти на 100° по часовой стрелке относительно более северного района Пинда [Puches et al., 1974]. Такое вращение естественно объяснять изгибанием Эгейской дуги к югу при выдвигании дна Эллинского желоба. Площадь Эгейского моря позади одноименной дуги представляет собой сопровождающую выдвигание область растяжения. Следовательно, для восстановления первоначальной конфигурации северного обрамления Восточно-Средиземноморской впадины линия его ограничения должна быть выравнена, после чего южное ограничение о. Крит составит прямое продолжение южного побережья Турции: исправленная таким образом линия северного ограничения восточного Средиземноморья хорошо совмещается с северным побережьем Африки.

После объясненных выше операций может быть проведена вся реконструкция совмещения северного и южного обрамлений Средиземного моря. При этом южное побережье Франции и Испании вместе с Балеарскими островами должно совместиться с алжирским побережьем Африки одновременно с закрытием Бискайского залива и соответствующим поворотом Пиренейского полуострова. Соединенные вместе Апеннинский полуостров, Сицилия, Сардиния и Корсика путем возвратного движения вдоль зоны Пантеллерийских (Сицилийско-Тунисских) сдвигов перемещаются в область залива Сидра. Восточнее Северо-Африканское побережье совмещается с выравненными после спрямления Эгейской дуги южными побережьями Крита и Турции. Одновременно происходят возвратные движения по Левантской зоне сдвигов и закрывается Красное море.

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА ДО РАСКРЫТИЯ СРЕДИЗЕМНОМОРСКИХ ВПАДИН

После проведения реконструкции взаимного расположения тектонических структур в Альпийском складчатом поясе до раскрытия Средиземноморских впадин можно отметить следующие особенности его строения (рис. 4).

Поперечная зональность общей структуры Альпийского пояса становится более отчетливой. Области Корсики, Сардинии, Сицилии и Калабрии, характеризующиеся

¹ К. Морелли [Morelli, 1975], описавший указанные разломы, высказал мнение об обусловленности их рифтогенезом, что представляется менее вероятным ввиду малых глубин Тунисского пролива и кулисообразного расположения развитых в нем грабенов.

² Обоснованию этого положения будет посвящена специальная работа автора.

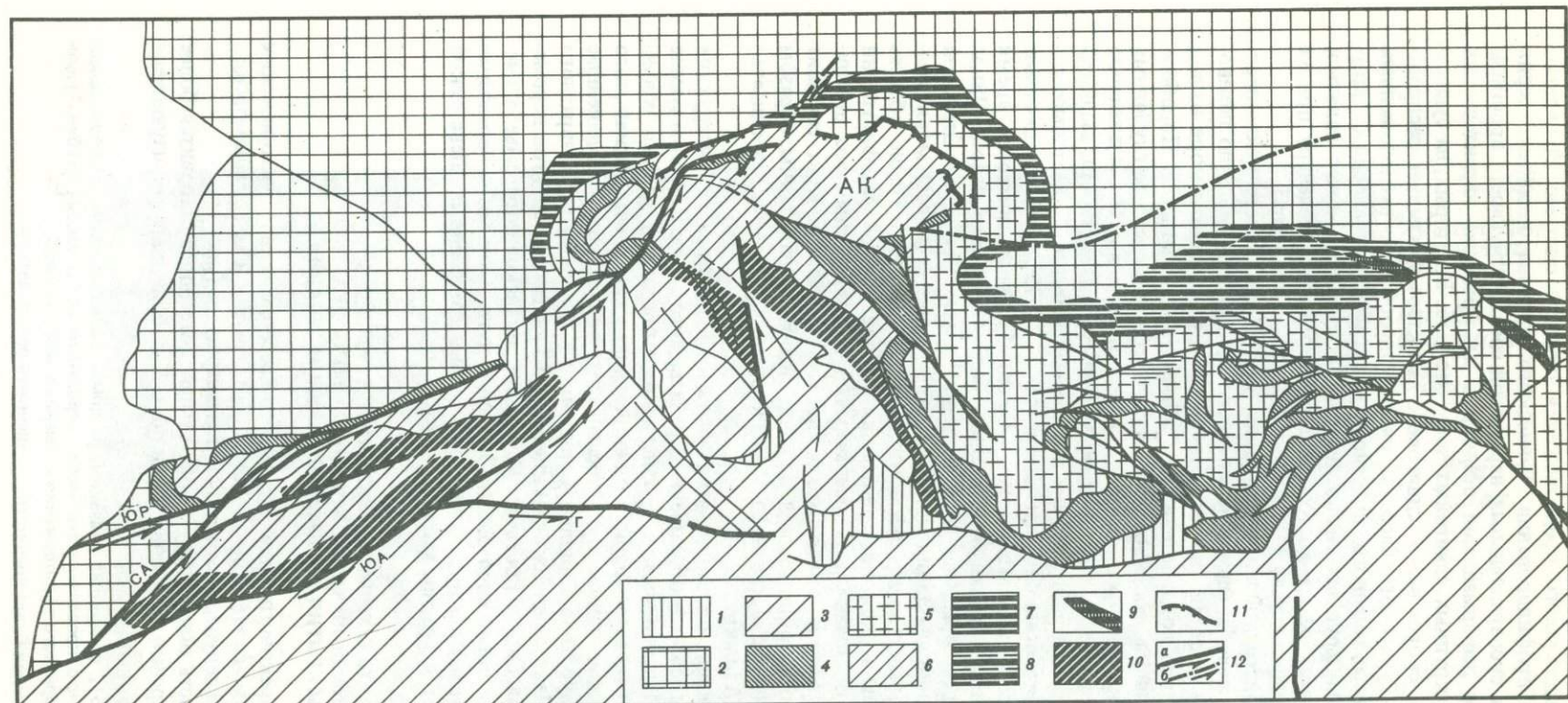


Рис. 4. Схема совмещения южного и северного обрамлений Средиземного моря. Северное побережье Африки соответствует изображенному на рис. 2 (показано утолщенной линией). По сравнению с рис. 2 несколько сокращена протяженность северного обрамления за счет условного перекрытия краевых частей Апеннино-Сицилийского блока и Альпийско-Карпатской складчатой системы. Это сокращение обусловлено, во-первых, реальным субширотным растяжением, которое испытало северное обрамление, вследствие непараллельного положения Левантского и Пантеллерийского (Сицилийско-Тунисского) сдвигов (1 и 2 на рис. 2), и, во-вторых, искажениями использованной на рис. 2 картографической проекции, где масштаб северного обрамления преувеличен примерно на 10% относительно южного обрамления. Условно также положение Аравийского выступа, фронт которого должен располагаться еще южнее.

1 – площади, оставшиеся незакрытыми после проведения реконструкции совмещения; 2 – Европейский палеоконтинент; 3 – Африканский палеоконтинент; 4 – Центральная офиолитовая зона – фундамент и осадки палеоокеана Тетис, подвергавшиеся деформациям сжатия; 5 – зона островных дуг – отторженцев Европейского палеоконтинента; 6 – зона островных дуг – отторженцев Африканского палеоконтинента; 7 – северная зона окраинных геосинклиналей, преимущественно миогеосинклиналей; 8 – Черноморская впадина – остаток северной зоны окраинных геосинклиналей, не подвергшийся сжатию; 9 – Севанская офиолитовая геосинклиналь и ее предполагаемое продолжение в Рионской низменности (часть северной зоны окраинных геосинклиналей); 10 – южная зона окраинных геосинклиналей; 11 – фронт Апеннино-Карпатского выступа; 12 – важнейшие сдвиги: а – обусловившие выдвигание Апеннино-Карпатского выступа (ЮА – Южно-Атласский, ЮР – Южно-Рифский, СА – Среднеатласский, Г – Атласско-Габесский), б – развившиеся перед фронтом Апеннино-Карпатского выступа: (АК – Апеннино-Карпатский выступ Африканского континента)

распространением выходов древних метаморфических пород, оказываются частью Африканской платформы. Зоны распространения существенно флишевых геосинклинальных осадков мела и палеогена Центральных Апеннин и Далмации составляют вероятное продолжение аналогичных зон Телль-Атласа и Сахарского Атласа. К северу от этой единой (хотя, возможно, и эшелонированной) миогеосинклинальной зоны расположена зона поднятий с сокращенной мощностью осадочных разрезов мезозоя и кайнозоя, наличием в них перерывов и выходами древнего континентального фундамента в западной части (Большая и Малая Кабилии — Южный Прованс — зона Дурмитора в Динаридах). К северу от этих поднятий (Кабилло-Дурмиторской зоны) находится наиболее протяженная и, вероятно, единая Центральная офиолитовая зона, характеризующаяся распространением выходов древнего океанического, существенно гипербазитового фундамента и глубоководных геосинклинальных отложений раннего и среднего мезозоя. Прерывание офиолитовой зоны на отдельных участках вызвано, по-видимому, испытанными ею дислокациями — поперечными разрывами и крупными горизонтальными перемещениями в области Северных Апеннин, шарьяжным перекрытием в Восточных Альпах и др.

К северу от Центральной офиолитовой зоны расположена еще одна полоса поднятий с сокращенным разрезом мезозоя, остатками палеозойского, нередко субплатформенного чехла и выходами древнего метаморфического фундамента. Это зона срединных массивов — Мармарошского, Родопского, Мендересского, Галатского; она шире и протяженнее поднятий Кабилло-Дурмиторской зоны. За зоной северных срединных массивов вновь следует зона миогеосинклиналей с преимущественно флишевыми отложениями юры — палеогена (северные Альпы—Карпаты—Балканы), в западной части которой (Закавказье) распространены юрские и меловые эвгеосинклинальные формации.

Таким образом, Альпийская геосинклинальная область обнаруживает определенную симметричность первичного строения. Центральной является офиолитовая геосинклинальная зона с океаническим основанием; с обеих сторон к ней примыкают поднятия с выходами континентального метаморфического фундамента, за ними располагаются геосинклинальные зоны преимущественно миогеосинклинального характера. Пары поднятие—миогеосинклинальная зона имеют меньшую протяженность по сравнению с Центральной офиолитовой геосинклинальной зоной и сопряжены друг с другом таким образом, что образуют как бы два аналогичных тектонических комплекса, сопровождающих Центральную офиолитовую зону на севере и юге. Южная и северная пары смещены друг относительно друга: первая — к востоку, а вторая — к западу, так что непосредственно противостоят друг другу они лишь в Центральном Средиземноморье, на участке Альпы—Апеннины; при этом северный парный комплекс шире и протяженнее южного и характерные черты его выражены резче. На западе, судя по распространению флишевых миогеосинклиналей, он простирается до Юрских гор и Западных Альп, а к зоне составляющих его поднятий должны быть отнесены Центральные массивы Альп. К северу и югу от миогеосинклинальных зон располагались палеоконтиненты Европы и Африки.

Описанные особенности Альпийской геосинклинальной области хорошо согласуются с процессом развития геосинклиналей, как он может быть представлен с позиций общего расширения Земли. Центральная офиолитовая зона, с этой точки зрения, должна приниматься за древний океан (мегагеосинклиналь), дно которого в значительной части было создано путем выдвигания глубинного мантийного материала из-под краев прилегающих континентов. Там, где процесс шел наиболее интенсивно, происходил отрыв краев континентальной литосферы с перемещением их в сторону океана. Таким образом, возникли крупные островные дуги с континентальным основанием — современные зоны срединных массивов. Позади них развивались зоны растяжения континентальной литосферы, приводившие к образованию геосинклиналей в значительной части на континентальной основе, т.е. миогеосинклиналей.

СООТНОШЕНИЕ СИММЕТРИЧНЫХ И АСИММЕТРИЧНЫХ
ЭЛЕМЕНТОВ СТРОЕНИЯ АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА.
АПЕННИНО-КАРПАТСКИЙ ВЫСТУП

Следует подчеркнуть, что заключение о симметричном строении относится только к первоначальному расположению геосинклинальных прогибов и разделяющих их поднятий (островных дуг) Альпийской области, но не к складчатым структурам Альпийского пояса. Последние, напротив, проявляют резко выраженную асимметрию, которая всегда мешала тектоническим концепциям, основанным на поисках симметричной складчатости.

Основная особенность складчатой структуры Альпийского пояса, как представляется автору, заключена в том, что на относительно симметрично построенную Альпийскую геосинклинальную область (систему геосинклинальных прогибов) наложился интенсивный и резко асимметричный тектонический деформации, обусловленные перемещением южного континентального обрамления этой области к северу. Результатом явилось смятие коры и осадков развившихся ранее геосинклинальных прогибов с односторонне направленными надвигами, поддвигами, опрокидыванием складок и их шарьированием. Площадь геосинклинальных прогибов подверглась резкому поперечному сокращению, что в наибольшей мере коснулось Центральной офиолитовой геосинклинали, фундамент которой, сложенный преимущественно основным и ультраосновным материалом, в условиях сжатия в значительной мере погрузился под соседние континентальные участки вследствие своей высокой плотности. В ряде мест от Центральной офиолитовой геосинклинальной зоны остался, по существу, лишь узкий тектонический шов.

В общем структурном плане Альпийского пояса обращает внимание сохраняющийся после закрытия Средиземноморских впадин (хотя и уменьшившийся) разрыв между миогеосинклинальными складчатыми структурами Апеннин и Атласа, при котором Апеннины оказались выдвинутыми на северо-восток. Перед этим разрывом расположен участок наиболее значительного изменения простираний западной части Альпийского пояса (Восточные Альпы—Карпаты). Можно предположить, что в этой части Альпийского пояса в ходе его деформаций с юго-запада на северо-восток внедрялся выступ южного континентального обрамления Тетиса, по размеру и форме подобный более молодому Аравийскому выступу. Строение этого Апеннино-Карпатского выступа было, очевидно, сложнее Аравийского: помимо собственно Африканской платформы в его состав входили части Атласко-Далматинской миогеосинклинали и располагавшегося севернее Кабило-Дурмиторского поднятия. По фронту внедрения Апеннино-Карпатского выступа могли произойти тектоническое перекрытие Центральной офиолитовой геосинклинальной зоны метаморфическим основанием Африканской платформы (Восточные Альпы), смятие Карпатской миогеосинклинали с соответствующей дугообразной деформацией ее в плане и, возможно, шарьирование континентального фундамента Южной (Кабило-Дурмиторской) островной дуги на фундамент Северной (Альпийско-Родопской) (область массива Бихор, Словацких Рудных гор и др.). В процессе дальнейшего развития Альпийского пояса в месте наибольшего продвижения Апеннино-Карпатского выступа развился участок изометрического растяжения земной коры, что привело к созданию Паннонской впадины (в миоцене). Передовая часть выступа вместе с перекрытым им фундаментом Альпийско-Родопской дуги оказалась здесь расчлененной на серию останцов, испытавших по мере разрастания Паннонской впадины взаимное удаление в разных направлениях. В результате окончание выступа утратило определенную форму, а его останцы распространились на большую, чем они первоначально занимали, площадь. В ходе расширения Паннонской впадины, очевидно, испытала деформации и Карпатская дуга, однако можно думать, что основные ее черты, в частности изгиб, общее смятие и опрокидывание складок на северо-восток, возникли ранее под воздействием Апеннино-Карпатского выступа.

Перед фронтом Апеннинско-Карпатского выступа, развивались, очевидно, деформации такого же типа, что и перед Аравийским выступом. Помимо складчатых

структур, облекающих фронт выступа (дуга Западных и Восточных Карпат) и сопровождающих их шарьяжей, надвигов и поддвигов, здесь были распространены веерообразно расходящиеся сдвиговые смещения. Это хорошо известные крупные левые поперечные сдвиги Центральных Альп, субмеридиональная левосдвиговая зона между Альпами и Карпатами и субширотные правые сдвиги Южных Карпат.

Движение Апеннино-Карпатского выступа началось, вероятно, перед серединой мела и возобновилось в эоцене и олигоцене. Результатом явилось распространение складчатых деформаций преимущественно двух указанных этапов, характерное для Восточных Альп, Динарид, Карпат и Балкан. Окончание движений Апеннино-Карпатского выступа относится к первой половине миоцена, когда в западной части Альпийского пояса начали развиваться зоны растяжения в виде Средиземноморских и Паннонской впадин.

Выдвигание Апеннино-Карпатского, а потом Аравийского выступов явилось, очевидно, причиной закрытия большей части окраинных геосинклиналей северной тыловой зоны Тетиса: на отрезке Альпы—Карпаты — против первого из них, а на Кавказском участке — против второго. Черное море и Каспийские впадины следует, таким образом, считать остатками северной геосинклинальной зоны, сохранившимися между участками наибольшего ее сжатия. Такое заключение подтверждается многокилометровыми мощностями осадков Черного и Каспийского морей, включающих, по-видимому, отложения мезозоя, и совпадением данных о возрасте выдвигания выступов Африканской платформы и закрытия расположенных против них геосинклиналей (сюда относятся, в частности, данные об одновременном открывании Аденского залива и Красного моря и горообразовании на Кавказе), получаемых независимо друг от друга.

Зоны тектонического воздействия более раннего Апеннино-Карпатского и более позднего Аравийского выступов Африканской платформы в области Динарид, Эллинид, Балкан и Родопского массива в значительной мере перекрывались. На юге Динарид и в Эллинидах воздействие первого и второго выступов было прямо противоположным по направлению, что привело к особо сложным взаимоотношениям распространенных здесь разновозрастных тектонических покровов.

ГЛАВНЕЙШИЕ СДВИГИ, СОПРОВОЖДАВШИЕ ФОРМИРОВАНИЕ АЛЬПИЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Образование выступов Африканской платформы в зоне Тетиса должно было сопровождаться появлением в северной части Африканского континента крупных сдвигов, аналогичных Левантскому, развивавшемуся одновременно с выдвиганием Аравийского выступа. Крупный левый сдвиг северо-восточного простирания должен был, в частности, существовать на северном фланге Апеннино-Карпатского выступа. С другой стороны, необходимость появления в мезозое—кайнозое крупных сдвигов в Северной Африке вытекает из реконструкции смещения Африки, Европы и Северной Америки, предложенной Э. Буллардом с соавторами [Bullard et al., 1965] и справедливо признаваемой наиболее удачной. Из нее следует, что преобладающее направление смещений в Северной Африке должно быть левосдвиговым, с перемещением основной части Африканской платформы относительно Европы к востоку.

Естественно полагать, что сдвиги, вызванные раскрытием Атлантического океана, и сдвиги, сопровождавшие внедрение Апеннино-Карпатского выступа, были одни и те же. В пределах Северной Африки, действительно, может быть указано несколько протяженных прямолинейных тектонических зон, обладающих признаками крупных сдвигов. Непосредственным продолжением сдвигов, вызывавших перемещение Апеннинско-Карпатского выступа в северной Африке, являются, возможно, зона Южно-Атласского разлома с северо-восточным продолжением его к Тунисскому заливу (линия Агадир—Тунис), а также Южно-Рифский разлом (Рабат—Фес—устье р. Уэд-Муля). Первая из этих вероятных сдвиговых зон, по-видимому, древнее второй, о чем можно судить по более отчетливому выражению

последней в современном рельефе. Можно допустить, что движения по Южно-Атласскому сдвигу соответствуют первому этапу вдвигания Апеннино-Карпатского выступа в начале середины мела, а по Южно-Рифскому — второму эоцен-олигоценному этапу.

В этот второй этап Южно-Рифский сдвиг посредством крупного Среднеатласского ответвления мог соединиться с южным окончанием Южно-Атласского сдвига (по линии устье р. Уэд-Мулуя — г. Агадир). Зона Южно-Атласского сдвига при этом, вероятно, подверглась фронтальному сжатию и деформациям, что привело к утрате ею на ряде участков прямолинейности.

Однако начальное сдвиговое смещение в Северной Африке соответственно принимаемому в реконструкции Э. Булларда совмещению западного побережья Испании с юго-восточным ограничением Большой Ньюфаундлендской банки должно было соответствовать юго-западному ограничению этой последней и иметь запад-северо-западное простирание. Представляется наиболее вероятным, что такое смещение было связано с юго-восточным ответвлением Южно-Атласского разлома северо-западного простирания (Бискра-Гафса — Залив Габес). Смещение по более позднему Южно-Атласскому сдвигу продолжение этого разлома следует, видимо, искать в Высоком Атласе, в той его части, где палеозойский фундамент западной половины этого хребта сменяется юрскими отложениями восточной. Отрезки наиболее древнего Атласско-Габесского сдвига окажутся в этом случае смещенными по зонам позднейших сдвигов примерно на 1000 км (см. рис. 4), что, с одной стороны, согласуется с вероятной амплитудой вдвигания Апеннино-Карпатского выступа и существующими оценками поперечного сокращения Средиземноморской геосинклинальной области, а с другой — позволяет получить весьма совершенное совмещение побережий Северной Америки и Северной Палеоафрики в рамках реконструкции Э. Булларда. Смещения по наиболее древнему Атласско-Габесскому сдвигу, которые судя по времени возникновения северо-западной части Атлантического океана, являлись позднеюрскими, должны были вызывать перемещение Африкано-Аравийской платформы к восток-юго-востоку (ориентировочно на 400—500 км).

Вследствие этого перемещения могли возникнуть деформации позднеюрского возраста, известные в области Загроса, срединных массивов Ирана и, частично, в Эллинидах.

Обращает внимание примыкание двух резко изогнутых складчатых дуг Альпийского пояса малого радиуса — Западных Альп и Эр-Рифской дуги — к зоне вероятных левосдвиговых смещений северного фланга Апеннино-Карпатского выступа. Можно предположить, что эти дуги возникли вследствие горизонтального заворачивания наиболее пластичной Центральной офиолитовой зоны и ее ближайшего обрамления в местах их пересечения зонами Южно-Рифского-Среднеатласского (Эр-Рифская дуга) и Южно-Атласского (Западные Альпы) сдвигов. Направление заворачивания соответствует направлению движений в этих крупнейших сдвиговых зонах.

Таким образом, основные деформации сжатия, вызвавшие закрытие геосинклинальной области Тетиса и создание Альпийского складчатого пояса, могут быть достаточно конкретно увязаны с раскрытием мезозойско-кайнозойских океанов и сопровождающими это раскрытие крупными сдвигами, захватывающими континенты.

Интересно, что, если высказанные предположения правильны, образованию молодых раздвиговых впадин Средиземноморья везде предшествовали крупные сдвиги соответствующего простирания. Так, в области Алжиро-Прованского бассейна до его окрывания развились восток-северо-восточный Южно-Атласский и Южно-Рифский сдвиги, в области Восточного Средиземноморья — субширотный Атласско-Габесский сдвиг, а раздвижению Красного моря, вероятно, предшествовало появление сдвига соответствующего простирания, связанного с раскрытием Адского залива.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В.В., Сорский А.А., Бунэ В.И.* Сейсмотектоническая карта Европы (объяснительная записка). М.: Наука, 1968.
- Блинов В.Ф.* Развитие Тихого океана по данным изучения седиментации и магнитных аномалий. — Геол. журн., 1977, т. 37, № 2.
- Ларин В.П.* Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1975.
- Лаугон А.С.* Структурные взаимоотношения Аденского залива, Красного моря и депрессии Афар в Эфиопии. — В кн.: Системы рифтов Земли. М.: Мир, 1970.
- Морган В.* Океанические поднятия, глубоководные желоба, большие разломы и блоки земной коры. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974.
- Муратов М.В.* Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975.
- Ле-Пишон Кс.* Спрединг океанического дна и дрейф континентов. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974.
- Ле Пишон К., Франшто Ф., Боннин Ж.* Тектоника плит. М.: Мир, 1977.
- Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4.
- Тектоника Африки/Под ред. Ю. Шуберта, А. Фор-Мюре. М.: Мир, 1973.
- Чудинов Ю.В.* Расширение Земли как альтернатива "новой глобальной тектоники". — Геотектоника, 1976, № 4.
- Alvarez W.* Rotation of Corsica — Sardinia microplate. — Nature, 1972, vol. 235, N 5333.
- Bosselini A., Hsü K.J.* Mediterranean plate tectonics and Triassic paleogeography. — Nature, 1973, vol. 244, N 5413.
- Bullard E., Everett J.E., Smith A.G.* The fit the continents around the Atlantic. — Phil. Trans. Roy. Soc. London A, 1965, vol. 258, N 1088.
- Carey S.W.* The expanding Earth — an essay review. — Earth-Sci. Revs, 1975, vol. 11, N 2.
- Clark S.P., Ringwood A.E.* Density distribution and constitution of the mantle. — Revs Geophys., 1964, vol. 2, N 1.
- Dewey J.E., Pitman III W.C., Ryne W.B.F., Bonnin J.* Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, N 10.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, 1973, Vol. 13.
- McElhinny M.W.* Northward drift of India — examination of recent paleomagnetic results. — Nature, 1968, vol. 217, N 5126.
- McElhinny M.W.* Paleomagnetism and Plate Tectonics. Cambridge, 1973.
- Morelli C.* Geophysics of the Mediterranean. — In: Newsletter of the cooperative investigations of the Mediterranean. Monaco, 1975, issue 7.
- Owen H.G.* Continental displacement and expansion of the Earth during the Mesozoic and Cenozoic. — Phil. Trans. Roy. Soc. London A, 1976, vol. 281, N 1303.
- Puches R., Bannert D., Fromm K.* Paleomagnetism in Greece: Indications for relative block movement. — Tectonophysics, 1974, vol. 22, N 1/2.
- Ringwood A.E.* Composition and petrology of the Earth's Mantle. New York: McGraw-Hill, 1975.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
✓ <i>Е.В. Артюшков, А.Е. Шлезингер, А.Л. Яншин.</i> Механизм образования глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса	5
✓ <i>Н.А. Беляевский, А.Е. Михайлов.</i> Строение и происхождение впадины Черного моря	10
✓ <i>Л.И. Лебедев, Я.П. Маловицкий, М.В. Муратов, А.Е. Шлезингер, А.Л. Яншин.</i> Сравнительно-тектонический анализ осадочных чехлов глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса	22
✓ <i>Е.Д. Сулиди-Кондратьев, В.В. Козлов.</i> Деструкция земной коры в зоне сочленения Африкано-Аравийского континента и Средиземноморского складчатого пояса	40
✓ <i>Б.А. Соколов.</i> Нефтегазоносность Средиземноморского тектонического пояса	50
✓ <i>А.А. Белов.</i> Главные домезозойские структурные зоны и история развития Средиземноморского пояса	55
✓ <i>Н.В. Короновский.</i> Палеогеновый вулканизм Ближнего и Среднего Востока и его тектоническая позиция	67
✓ <i>М.Г. Леонов, С.Д. Соколов, И.Г. Щерба.</i> Олигоценостромы Альпийского складчатого пояса	79
✓ <i>Г.А. Твалчрелидзе.</i> Металлогеническое районирование Центрального Средиземноморья	88
✓ <i>П.Н. Кропоткин.</i> Тектоническое развитие Средиземноморья в свете геофизических данных	99
✓ <i>Л.М. Расцветаев.</i> Альпийская структура юга Средней Азии и смежных областей	105
✓ <i>Н.С. Афанасьева, В.А. Буш, Я.Г. Кац, Л.Г. Кирюхин, Г.В. Махин, А.Г. Рябухин, И.М. Сборщиков, Д.М. Трофимов, В.А. Фараджев.</i> Особенности структуры Средиземноморского пояса по данным дешифрирования космических снимков	123
✓ <i>Г.Н. Доленко, Л.Г. Данилович, Л.Т. Бойчевская, А.П. Медведев, П.Н. Царненко.</i> Тектоническое развитие Украинских Карпат	133
✓ <i>М.А. Безр.</i> Особенности геодинамики Карпато-Динарского региона	146
✓ <i>О.С. Ступка.</i> Становление континентальной земной коры и некоторые особенности тектоники Причерноморья в раннем докембрии	156
✓ <i>Г.И. Баранов, И.И. Греков.</i> Доверхнепалеозойская структура Северного Кавказа	162
✓ <i>М.Г. Ломизе, М.К. Суханов, А.А. Цветков.</i> Кавказская окраина Тетиса в начале альпийского этапа	172
✓ <i>И.А. Резанов, В.И. Шевченко.</i> Строение и история развития Кавказского сектора Средиземноморского пояса и современные тектонические концепции	180
✓ <i>Э.С. Чернер, В.И. Буданов, В.А. Соколов.</i> Проблемы тектоники Памира	190
✓ <i>С.С. Карапетов.</i> Байкальские зеленосланцевые пояса юга Средней Азии и их тектоническая природа	197
✓ <i>А.М. Месхи.</i> Памир как область крупного скупивания орогенических поясов Земли	210
✓ <i>Д.П. Резвой.</i> Средиземноморский пояс – Гималаи–Памир (факты и мысли)	219
✓ <i>Ю.В. Чудинов.</i> Происхождение Альпийского складчатого пояса с точки зрения гипотезы расширения Земли	223

УДК 551.24 (262) (262.5) (262.8)

Механизм образования глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса. А р т ю ш к о в Е.В., Ш л е з и н г е р А.Е., Я н ш и н А.Л. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 5–9.

Глубоководные бассейны не являются реликтовыми океаническими структурами и не связаны с процессами растяжения. Они обусловлены поднятием легкого нагретого материала. Его крупные массы подошли к подошве толстой холодной литосферы осадочных бассейнов континентальных платформ. Породы базальтового слоя земной коры испытывали фазовые переходы с образованием гранатовых гранулитов и эклогитов. Возникшие породы, более плотные, чем аномальная мантия, отрывались от коры и тонули в ней. В результате мощность коры уменьшалась и она испытывала резкое интенсивное погружение.

Ил. 2. Библиогр.: 25 назв.

УДК 551.24

Строение и происхождение впадины Черного моря. Б е л я е в с к и й Н.А., М и х а й л о в Е.А. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с.10–21.

Рассмотрены вопросы развития и происхождения Черноморской впадины с учетом новейших картографических и геофизических материалов. Обосновано представление о рифтовой природе впадины.

Ил. 4. Библиогр.: 23 назв.

УДК 551.24 (262) (262.8) (262.5)

Сравнительно-тектонический анализ осадочных чехлов глубоководных бассейнов Средиземноморского пояса. Л е б е д е в Л.И., М а л о в и ц к и й Я.П., М у р а т о в М.В., Ш л е з и н г е р А.Е., Я н ш и н А.Л. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 22–39.

В строении осадочного чехла глубоководных бассейнов намечаются два структурных комплекса: нижний — платформенные образования мезозоя и доплиоценового кайнозоя, а, возможно, местами и палеозоя, верхний — преимущественно глубоководные плиоцен-четвертичные осадки. Глубоководные бассейны образовались за счет резких кратковременных опусканий. Они возникли на жестких литосферных плитах и имели непосредственную связь и преемственность с относительно мелководными частями Тетиса. Глубоководные бассейны — самостоятельный класс тектонических структур, антиподы областей внегеосинклинального орогенеза.

Ил. 8. Библиогр.: 34 назв.

УДК 551.24 (479)

Деструкция земной коры в зоне сочленения Африкано-Аравийского континента и Средиземноморского складчатого пояса. С у л и д и-К о н д р а т ь е в Е.Д., К о з л о в В.В. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 40–49.

Проведен анализ формирования земной коры в зоне сочленения Африкано-Аравийского континента и Средиземноморского складчатого пояса, который рассматривается с позиций деструкционных процессов. Большое внимание уделено роли Гибралтаро-Оманского краевого шва в этих процессах, установлены эволюционный ряд и стадий формирования субокеанических впадин Средиземноморья и дана их геодинамическая модель. Сделан вывод о сходстве формирования современных внутренних морей Средиземноморья с развитием других межконтинентальных геосинклинально-складчатых поясов геологического прошлого.

Ил. 3. Библиогр.: 60 назв.

УДК 551.24:553.98

Нефтегазоносность Средиземноморского тектонического пояса. С о к о л о в Б.А. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 50–54.

Все бассейны Средиземноморского пояса, количество которых достигает 43, подразделены на два типа: окраинно-платформенный (подтипы — перикратонный, складчато-платформенный) и геосинклинально-складчатый (подтипы — геосинклинальный, межгорный, наложенно-рифтовый). Подтипы отвечают стадиям развития периферийных и внутренних частей геосинклинально-орогенных поясов. Нефтегазоносность бассейнов приурочена к отложениям неогена, а также палеогена, мезозоя и даже палеозоя.

Табл. 1. Ил. 3. Библиогр.: 9 назв.

УДК 551.24

Главные домезозойские структурные зоны и история развития Средиземноморского пояса. Белов А.А. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 55–66.

В современной структуре Альпийской складчатой области, несмотря на крупные горизонтальные перемещения отдельных блоков земной коры, удается выделить главные доальпийские структурные единицы: на юге — краевая часть Гондванского континента, на севере — структуры Палеотетиса. Среди последних обособляются зоны с офиолитовыми и островодужными вулканическими ассоциациями, области развития палеозойских отложений краевых морей и континентального склона, фрагменты микроконтинентов и краевых частей евразийских континентов, позднепалеозойские орогенные структуры. Намечена зона позднепалеозойского Тетиса, замкнувшаяся в позднем триасе с образованием ранних киммерид. Рассмотрены доальпийская история развития Средиземноморского пояса и роль поперечных структур.

Ил. 6. Библиогр.: 31 назв.

УДК 551.24

Палеогеновый вулканизм Ближнего и Среднего Востока и его тектоническая позиция. Короновский Н.В. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 67–78.

В пределах Средиземноморского пояса от Эрзинджана на западе до Кветского офиолитового шва на востоке широко развиты палеогеновые, в основном эоценовые, вулканоогенные образования, составляющие по объему 200 000 км³. Этот колоссальный вулканизм связан с общими процессами тектонических растяжений.

Ил. 3. Библиогр.: 27 назв.

УДК 551.243.4 (479.2)

Олистохромы Альпийского складчатого пояса. Леонов М.Г., Соколов С.Д., Щербачев И.Г. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 79–87.

Олистохромы, представляющие собой осадочные хаотические комплексы, сложенные мощными свалами грубого несортированного и хаотически нагроможденного материала, широко развиты в пределах Альпийской складчатой области. Среди многообразия олистохромов выделяются офиолитовые, офиолитокластовые, флишевые и молассовые олистохромы. Намечается определенный эволюционный ряд: на ранних этапах формируются олистохромы, связанные с породами офиолитовой ассоциации, на более поздних — с флишевой формацией и на заключительных — олистохромы, синхронные молассам. Пространственно ранние олистохромы приурочены к наиболее внутренним частям Альпийской области, а флишевые олистохромы наиболее представительны во внешних геосинклинальных зонах. По времени появления олистохромов отвечает эпохам интенсивных тектонических движений. Наиболее четко фиксируются позднеюрская, альб-сеноманская, позднесенонская, позднеэоценовая и миоцен-четвертичная эпохи олистохромообразования.

Ил. 1. Библиогр.: 17 назв.

УДК 553.078

Металлогеническое районирование Центрального Средиземноморья. Твалчредидзе Г.А. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 88–98.

В Центральном Средиземноморье выделены три складчатые области: Северная (Альпы, Карпаты, Старая Планина, Большой Кавказ), прошедшая геосинклинальное развитие в домезозойское время с преимущественно доальпийскими месторождениями различных рудных формаций; Южная (Апеннины, Альпы, Динариды, Тавриды) мезозойская эвгеосинклиналь с месторождениями, связанными с офиолитовым магматизмом; Центральная область срединных массивов, рудоносность которой обусловлена мезозойской регенерацией эвгеосинклинального режима и кайнозойской тектоно-магматической активизацией. Предполагается, что особенности тектонического строения Северной области унаследованы от Восточно-Европейской платформы, а Южной — от Африкано-Аравийской. Со столкновением этих платформ связываются магматизм и металлогения Центральной области.

Табл. 1. Ил. 1. Библиогр.: 17 назв.

УДК 550.31.:551.24

Тектоническое развитие Средиземноморья в свете геофизических данных. Кропоткин П.Н. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 99–104.

Сложные геодинамические процессы, протекавшие в Альпийско-Средиземноморской области, которые сопровождались сокращением коры в одних участках и разрастанием ее поверхности в других, сдвигами и деформацией крупных и мелких плит, могут быть расшифрованы при использовании геофизических данных.

Ил. 2. Библиогр.: 24 назв.

УДК 551.24

Альпийская структура юга Средней Азии и смежных областей. Расцветаев Л.М. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 105–122.

Альпийская структура юга Средней Азии и смежных областей развивалась в условиях общего меридионального укорочения литосферы, что выразилось в последовательном сближении некогда удаленных друг от друга литосферных блоков и плит различного типа строения и разной геоструктурной принадлежности, в формировании глубинных зон скольжения (офиолитовые покровы) и скальвания (зоны Бенъофа) вдоль границ литосферных блоков разного типа, а также в образовании на орогенном этапе развития единого спастического парагенезиса континентальных структур разной морфологии и ориентировки.

Ил. 2. Библиогр.: 57 назв.

УДК 551.24

Особенности структуры Средиземноморского пояса по данным дешифрирования космических снимков. Афанасьев Н.С., Буш В.А., Кац Я.Г., Кирюхин Л.Г., Махин Г.В., Рябухин А.Г., Сборщиков И.М., Трофимов Д.М., Фараджеев В.А. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 123–132.

Анализ мелкомасштабных космических снимков Средиземноморского пояса позволил выявить систему диагональных разломов глобального значения, по которым вся территория разбита на тектонические мегаблоки — сегменты северо-западного простирания. Реальность существования выделенных сегментов подтверждается тектоническими особенностями их строения и глубинной структурой. Эти сегменты отчетливо выражены в западной части изученной территории. К востоку от Урало-Оманского линеймента они прослеживаются только в северном обрамлении складчатого пояса, сменяясь дугообразными структурами Памиро-Пенджабского синтаксиса. В работе выделены и описаны следующие сегменты: Иллирийский, Дакийский, Киликийский, Мидийский, Сарматский и Кушанский.

Ил. 1. Библиогр.: 21 назв.

УДК 551.24 (477.8)

Тектоническое развитие Украинских Карпат. Доленко Г.Н., Данилович Л.Г., Бойчевская Л.Т., Медведев А.П., Царненко П.Н. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 133–145.

В статье рассмотрена история тектонического развития складчатого обрамления Вольно-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы начиная с рифея; для альпийского этапа, т.е. собственно для Карпат, предпринята попытка применить к палеотектоническим построениям концепцию тектоники литосферных плит. Основное внимание уделено описанию различных признаков, которые могут быть использованы для доказательства принципиальной возможности существования таких неотъемлемых атрибутов этой концепции, как океаническая кора, зона субдукции, меланж, островодужный вулканизм и т.д.

Ил. 8. Библиогр.: 21 назв.

УДК 551.24

Особенности геодинамики Карпато-Динарского региона. Беэр М.А. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 146–155.

В данной статье рассмотрены специфические особенности тектонического развития современной структуры земной коры и сейсмичности Карпато-Динарского сегмента Средиземноморского пояса с позиций новой глобальной тектоники, одновременность формирования Альпийско-Карпатских и Динарских эвгеосинклинальных зон, миграция складчатости от внутренних зон к периферии, наличие Карпатской дуги с ее сложным покровным строением; значительное утолщение земной коры под покровно-складчатыми сооружениями и передовыми прогибами; приуроченность коровых и мантийных очагов землетрясений к долгоживущим разрывным нарушениям — глубинным поддвигам, надвигам и сдвигам.

Ил. 9. Библиогр.: 30 назв.

УДК 551.24+551.72 (4)

Становление континентальной земной коры и некоторые особенности тектоники Причерноморья в раннем докембрии. Ступка О.С. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 156–161.

История геологического развития территории юга европейской части СССР рассмотрена в свете новой концепции о становлении и эволюции континентальной земной коры. Установлено, что кислая дорифейская континентальная кора сформировалась путем преобразования первичной океанической коры базит-гипербазитового состава, а сам

процессе корообразования был необратим и протекал стадийно (океаническая стадия сменилась переходной, а переходная, — континентальной). Отмечено, что современный контур Восточно-Европейской платформы возник в результате раздробления более обширного дорифейского континентального массива, распространявшегося примерно до границ современных складчатых сооружений Балкан, Крыма и Кавказа.

Ил. 1. Библиогр.: 33 назв.

УДК 551.243 (470.62/65)

Доверхнепалеозойская структура Северного Кавказа. Баранов Г.И., Греков И.И. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 162–171.

Доверхнепалеозойские отложения объединены в семь стратиграфических серий, каждая из которых сформировалась в определенной геодинамической обстановке. Доказано совмещение первично удаленных серий в процессе тектонического сжатия. Выделены автохтонные и аллохтонные структурные комплексы. Среди последних различаются: а) сиалический аллохтон; б) краевой офиолитовый аллохтон с тремя системами тектонических покровов; в) сиалический параавтохтон. Доверхнепалеозойская структура представляет собой опрокинутую на север синформу, образовавшуюся в процессе обдукции и последующего столкновения обрамляющих континентальных плит.

Ил. 5. Библиогр.: 14 назв.

УДК 552.3:551:762 (479.2)

Кавказская окраина Тетиса в начале альпийского этапа. Ломизе М.Г., Суханов М.К., Цветков А.А. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 172–179.

В начале альпийского этапа (ранняя юра—аален) северная граница Тетиса проводится вдоль намеченной авторами Авадхарско-Ларской структурной линии Большого Кавказа. К югу от нее развивался Бзыбско-Казбекский геосинклинальный трог, раскрытие которого определялось, по-видимому, лишь утонением сиалической коры и сопровождалось излиянием толеитовых базальтов. Севернее, в условиях активной континентальной окраины, формировался Северо-Кавказский пояс известково-щелочного вулканизма, который мог быть связан на глубине с зоной Беньофа. Однако полнота актуалистических аналогий с окраинно-материковыми поясами тихоокеанского обрамления ограничена наличием ряда различий.

Табл. 2. Ил. 4. Библиогр.: 24 назв.

УДК 551.24.01 (234.9)

Строение и история развития Кавказского сектора Средиземноморского пояса и современные тектонические концепции. Резанов И.А., Шевченко В.И. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 180–189.

Изучение внутренней структуры Кавказа приводит к выводу о ведущей роли дислокаций, связанных с горизонтальным сжатием. Однако унаследованное в течение герцинского и геосинклинальной стадии альпийского этапа развитие свидетельствует об отсутствии взаимных горизонтальных перемещений основных структурно-тектонических элементов этого региона. Существующие в настоящее время концепции объясняют эти характеристики рассматриваемого складчатого сооружения противоречиво.

Ил. 4. Библиогр.: 13 назв.

УДК 551.24 (235.211) (0.45)

Проблемы тектоники Памира. Чернер Э.С., Буданов В.И., Соколов В.А. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 190–196.

В качестве основных структурных элементов Памира рассмотрены эвгеосинклинали и миогеосинклинали. Первые образованы ассоциациями пород, разрезы которых начинаются с мощных серий базальтов. Предполагается, что они залегают на меланократовом основании, фрагментом которого могут быть протрузивные тела серпентинизированных перидотитов. В строении вторых участвуют карбонатные, терригенно-карбонатные и терригенные ассоциации пород, залегающие на сиалическом основании. В миогеосинклинальных комплексах размещены все калиевые автохтонные и аллохтонные граниты Памира. Обосновывается принадлежность Памира к Средиземноморскому поясу.

Библиогр.: 18 назв.

УДК 551.24

Байкальские зеленосланцевые пояса юга Средней Азии и их тектоническая природа. Карапетов С.С. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 197–209.

На юге Средней Азии выделяется шесть зеленосланцевых поясов с байкальским складчатым основанием и последокембрийским осадочным чехлом. Строение фундамента во

всех поясах однотипно и характеризуется двумя комплексами пород. Один из них амагматичный, включает кремнисто-терригенную и граувакковую формации, регионально метаморфизованные на уровне фации зеленых сланцев; другой – вулканогенный: внизу метабазиты, вверху метавулканиды и пирокласты среднего и кислого состава. В подошве аллохтонной пластины этого комплекса развит глаукофан-зеленосланцевый тип метаморфизма. Оба комплекса формировались в разных зонах байкальской эвгеосинклинали и сейчас совмещены в разрезе каждого из поясов тектонически по крупным надвигам.

Ил. 1. Библиогр.: 42 назв.

УДК 551.244 (335, 214)

Памир как область крупного скупивания орогенических поясов Земли. Месхи А.М. – В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980 с. 210–218.

Обширные данные по магматизму и металлогении позволяют отнести Памир к области сопряжения крупнейших планетарных поясов Земли. Северный Памир по сходству развития в доюрское время с Южным Гиссаром, интенсивным процессам позднепалеозойского–раннемезозойского магматизма и редкометаллической минерализации следует объединять с Урало-Монгольским поясом, точнее, с его широтной позднегерцинской ветвью. На территории Южного и Центрального Памира, отмеченной мощным позднемезозойским и третичным магматизмом, сопровождаемым минерализацией олова, молибдена, вольфрама, приходят в соприкосновение Тихоокеанский и Средиземноморский пояса. Узловое положение Памира в структурах Евразии согласуется с представлением о принадлежности его к Индо-Памирской зоне, эндогенная активность которой выражена в беспрецедентном по своим масштабам неогеновом магматизме Памира, Гималаев.

Табл. 1. Библиогр.: 31 назв.

УДК 551.24

Средиземноморский пояс – Гималаи–Памир (факты и мысли). Резвой Д.П. – В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 219–222.

Подчеркивается исходное блоковое строение центральной части Азиатского континента, которое почти полностью ликвидирует возможность протягивать линейный Средиземноморский пояс к востоку от Ирана и Афганистана. Из состава пояса должен быть исключен и Памир.

Библиогр.: 31 назв.

УДК 551.24

Происхождение Альпийского складчатого пояса с точки зрения гипотезы расширения Земли. Чудинов Ю.В. – В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 223–237.

Гипотеза расширения Земли является, по-видимому, единственной тектонической гипотезой, из которой сближение Гондванских и Лавразийских материков вытекает естественным образом, не требуя дополнительных труднодоказуемых предположений. Произведена реконструкция совмещения северного и южного обрамлений Средиземного моря, рассмотрены основные черты тектонического строения западной части Альпийского складчатого пояса до раскрытия Средиземноморских впадин.

Ил. 4. Библиогр.: 24 назв.

ТЕКТОНИКА СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

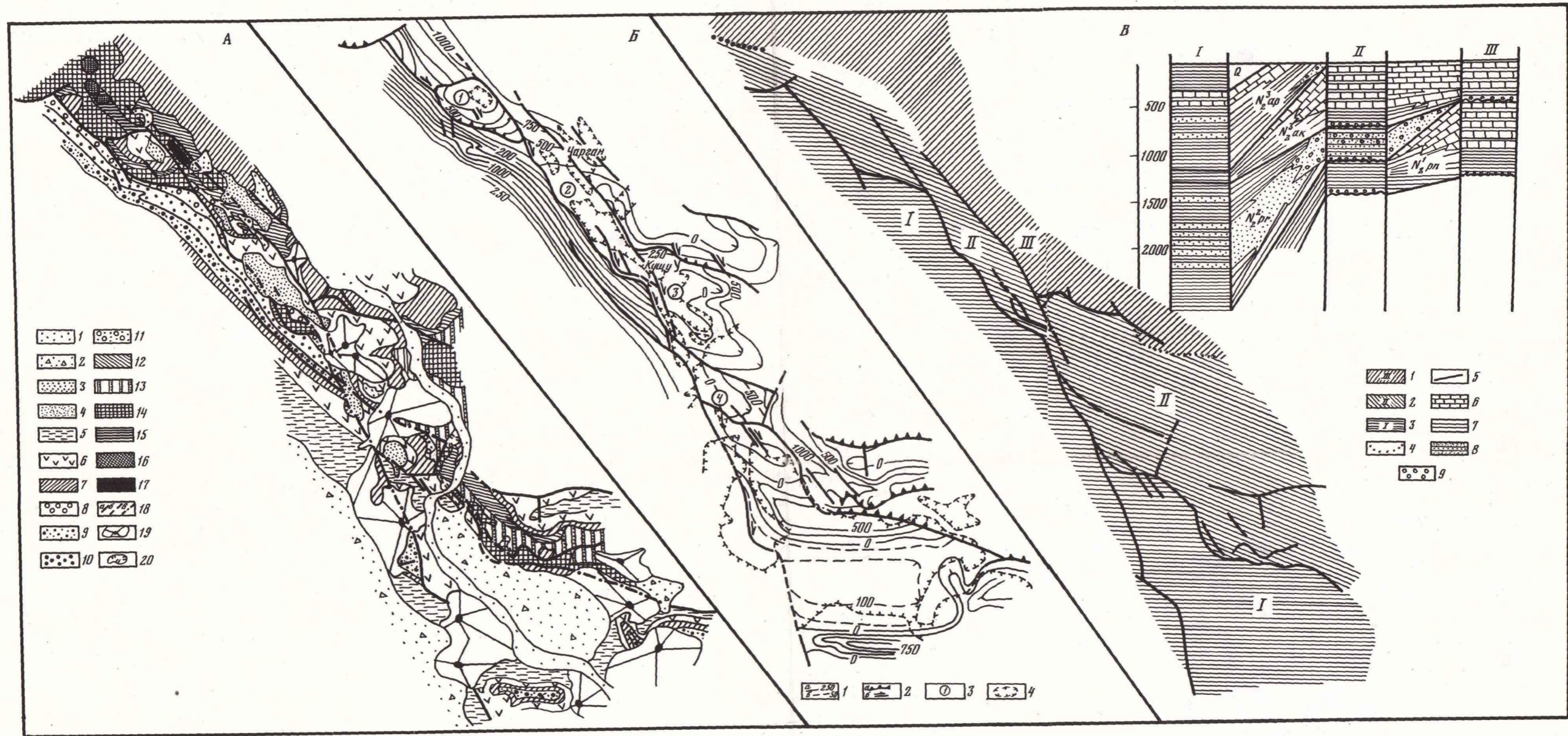
*Утверждено к печати ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом*

Редактор *А.С. Бирман*
Редактор издательства *А.В. Копп*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технический редактор *Н.М. Петракова*

ИБ № 17139

Подписано к печати 10.07.80. Т - 08566. Формат 70x108 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 21,4 + 2,1 вкл. Уч.-изд.л. 26,3. Тираж 700 экз.
Тип. зак. 1315. Цена 4р. 50к.

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



К статье М.Л. Коппа

Р и с. 2. Строение Ленгезиз-Сальянской правосдвиговой зоны. Составили М.Л. Копп и Н.Н. Курдин

А — геологическая карта: 1 — голоцен, 2 — голоцен—верхний плейстоцен нерасчлененные, 3 — средний плейстоцен, 4 — нижний плейстоцен, 5—7 — верхний плиоцен: 5 — средний—верхний апшерон, 6 — нижний апшерон, 7 — акчагыл, 8—11 — нижний плиоцен, продуктивная толща: 8 — нерасчлененная, 9 — каламадынская свита, 10 — ленгезизская свита, 11 — караноурская свита; 12 — понт, 13 — мзотис—средний миоцен, диатомовая свита, 14—15 — нижний миоцен—олигоцен, майкопская свита: 14 — верхняя часть, 15 — нижняя часть, 16 — верхний эоцен, верхняя подсвита коунской свиты, 17 — верхний мел, 18 — разрывы (а — прослеженные, б — предполагаемые,

в — перекрытые четвертичными отложениями), 19 — грязевые вулканы, 20 — оползни.

Б — схематическая структурная карта: 1 — стратоизогипсы (а — основные, проведенные через 250 м, б — дополнительные, проведенные через 50 м), 2 — разрывы (а — взбросы и надвиги, б — сдвиги), 3 — звенья синклинали, смещенной правыми сдвигами (1 — Керкенчское, 2 — Поладлинское, 3 — Кушинское, 4 — Гирдинское), 4 — участки распространения четвертичного покрова (штрихи — в сторону поля четвертичных отложений). В — литофациальная схема плиоцена: 1 — северная фациальная зона, 2 — центральная фациальная зона, 3 — южная фациальная зона, 4 — нормальные границы фациальных зон, 5 — разрывы, 6 — известняки, 7 — глины, 8 — пески и песчаники, 9 — конгломераты

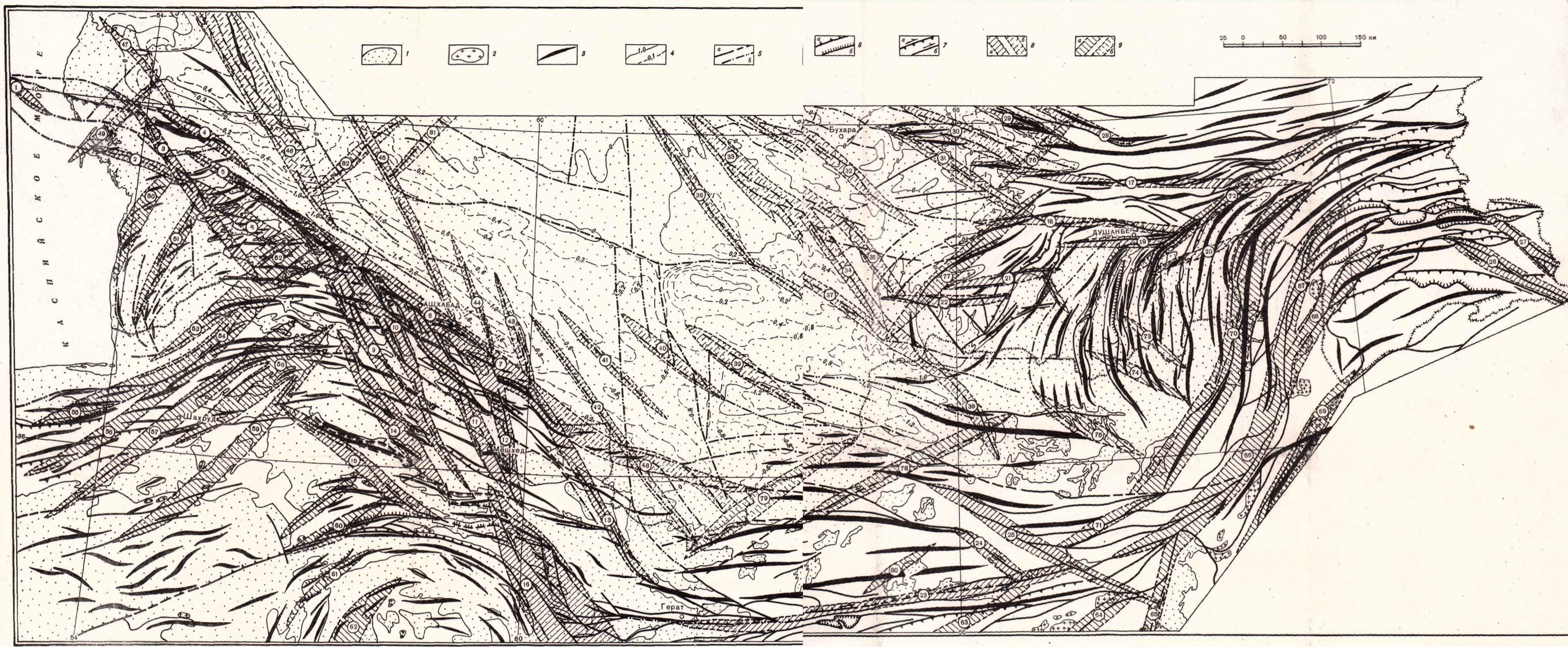


Рис. 2. Схема позднеальпийской (новейшей) структуры юга Средней Азии и смежных областей. 1 - впадины, заполненные новейшими (плиоценом-антропоген) отложениями; 2 - подальпийские гранитоиды; 3 - ось антиклинальных складок позднеальпийского возраста; 4 - впадины суммарных позднеальпийских опусканий (в пределах Туранской плиты); 5 - основные позднеальпийские разрывы и поперечные зоны, выделенные по геологическим (а) и сейсмологическим (б) данным; 6 - впадины и надыны (в); 7 - свдвиги, сбросо-сдвиги (д); 8-9 - региональные зоны концентрации гравианомалий (10) и ледостойков (11) позднеальпийских деформаций (10 - в пределах складчатой области, 11 - в пределах плиты и областей ослабленной диссоциации); 12 - зоны: 1 - Каспийская, 2 - Прибалтийская, 3 - Джебел-Чандырская, 4 - Северо-Кавказская (звездная), 5 - западная, 6 - центральная, 7 - восточная, 8 - Илек-Валкская, 9 - Нухур-Нинашурская, 10 - Горно-Ширванская, 11 - Ахсай-Менгская, 12 - Артыш-Реванурдская, 13 - Душа-Параванская, 14 - Боджурд-Джиздакская, 15 - Джизгатай-Сабзварская, 16 - Восточно-Иранская, 17 - Зарфшан-Гиссарская, 18 - Южно-Гиссарская, 19 - Илек-Жафринганская, 20 - Нурунская, 21 - Байрунская, 22 - Северо-Таджицкая, 23 - Гериуд-Гиндукуская, 24 - Иксованская, 25 - Баманская, 26 - Истанская, 27 - Асехская, 28 - Неравская, 29 - Актуская, 30 - Западно-Самарская;

31 - Северо-Каршинская, 32 - Западно-Каршинская, 33-35 - Примурздаринская (звездная); 33 - Чарджоуская, 34 - Карабагальская, 35 - Сундуклиевская, 36 - Багдажская, 37 - Репетек-Келифская, 38 - Убий-Гуттуринская, 39 - Северо-Карабальская, 40 - Марыйская, 41 - Джебел-Душанская, 42 - Теджен-Валкская, 43 - Куркум-Душанская, 44 - Северо-Артынская, 45 - Карашир-Гурганская, 46 - Гуарнар-Арванская, 47 - Омечет-Кочибинская, 48 - Душанба-Карабальская, 49 - Чирчик-Белкская, 50 - Самарканд-Гурганджская, 51 - Ширдиз-Гочемская, 52 - Шароух-Ходжакашанская, 53-56 - Эльбур-Каракашанская (звездная); 53 - Гочемская, 54 - Сумбар-Горганджская, 55 - Горган-Шахрушская, 56 - Даванская; 57 - Шахрух-Муглакская, 58 - Сарыташ-Пашкашанская, 59 - Гору-Алтигадская, 60 - Западно-Сорская, 61 - Пархизская, 62 - Западно-Фруздская, 63 - Фиррузская, 64 - Гильмен-Арктишанская, 65-68 - Памир-Афганская (звездная); 65 - Вахшан-Гиндукуская, 67 - Калахурдская, 68 - Хор-Рудская, 69 - Джебел-Валкская, 70 - Дарваз-Ишканишанская, 71 - Дюбская, 72 - Каратегин-Гиланская, 73 - Тиндз-Косишанская, 74 - Шахрух-Амударская, 75 - Ташкентская, 76-79 - Арало-Донская (звездная); 76 - Самаркандская, 77 - Шахрисаб-Керкинская, 78 - Мейменская, 79 - Кушк-Карабальская, 80 - Верхнеурганская, 81 - Дарвазская, 82 - Западно-Каракумская

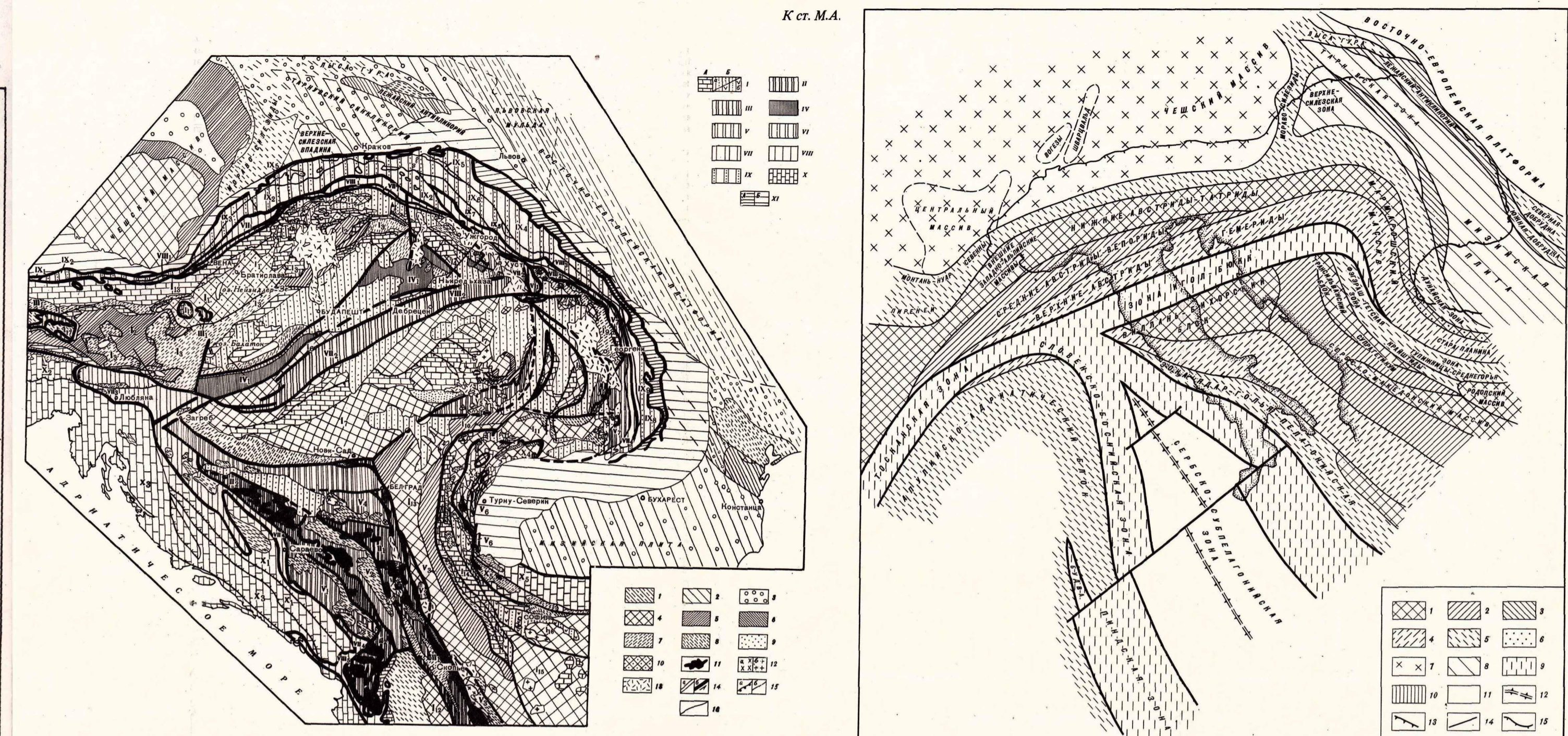


Рис. 1. Схема размещения основных тектонических элементов Каратау-Джиргаталийского сегмента алайид. Составлена на основе "Тектонической карты Каратау-Байкальской горной системы и прилегающих областей" [1973] и с использованием данных Ф. Немова, А. Кочака [Немов, Кочак, 1976], М.И. Петушикова [1971], И. Топора, В. Руфина [Топор, Руфина, 1975], М. Саидуллы [Saïdulloy, 1975], Д. Чамалая с соавторами [Спирова et al., 1970], Г. Вейна [Wein, 1973] и др. - Алайская складчатая область: 1 - геотектонические зоны (микроконтинент); А - позднегерцинский молассовый-раннеальпийский квазиформированный чехол (Кз-Кз); В - образования среднеальпийских нижнеокеанских прогибов (Кз-Пз); а - террасы, б - терригенно-вулканические; 11 - нижние австрийские - татриды; 12 - средние австрийские - вепориды; 13 - верхние австрийские - гермады (включая зону Задунайского Среднегого и Чокский покров); 14 - Землитский блок; 15 - Эгетер - Иришская зона; 16 - трапа Лопи; 17 - Витлин-Бюкерский блок; 18 - Трансальпийский блок; 19 - Мармаронский массив; 110 - Сузугатская зона; 111 - зона Фогдзи-Итоса; 112 - Пелопонисский массив; 113 - Сербско-Милосский массив; 114 - Крайтинская зона; 115 - Родосский массив; 116 - Зона Тулуканы - Среднегетер; 117 - Браконская зона. II-VIII - эгетерские и вилкские зоны. II-III - зоны, развивавшиеся на коре океанического типа; II - испытание раннеальпийское (местами позднеальпийское) и среднеальпийское скучивание; III - Вардарская (центральная и внешняя подзоны); III - Сербия (Суббелогорская); III - замкнувшаяся в результате раннеальпийской складчатости и испытавшие средне- и позднеальпийское скучивание; III - Пьемонтская; IV-VIII - зоны, развивавшиеся на эгетерной континентальной коре. IV - замкнувшиеся в результате раннеальпийской складчатости; IV - Игон-Бюкк; IV - Трансильванская; V - испытание раннеальпийское (местами позднеальпийское) и среднеальпийское скучивание; V - Дривотская, X₂ - Голья, X₃ - Вардарская (внутренняя подзона); V₄ - блок Клар и Славони; V₅ - Мурешская, V₆ - Кульско-Свержинская, V₇ - Чахлу и варпент; VI - испытание ранне- и позднеальпийское скучивание; VII - Дриотская; VII - испытание средне- и позднеальпийское скучивание; VII - Памонская, VII₂ - Мелес-Кричская, VII₃ - Словенская, VII₄ - Боснийская; VIII - испытание позднеальпийское скучивание; VIII - внутренняя часть зоны Магры и восточноальпийской фишиевой зоны, VIII₂ - Раковица, VIII₃ - Туркутская, VIII₄ - Курфюрингская фишиевая зона, VIII₅ - Булда (Пиндская); IX - микротектонические зоны, развивавшиеся на континентальной коре и замкнувшиеся в результате позднеальпийской складчатости; IX - внешняя часть эгетерской и вилкской складчатости; IX - с преимущественным развитием фишиевой формации; IX₁ - Гельветская, IX₂ - внешняя часть зоны Магры и восточноальпийской фишиевой зоны, IX₃ - Вальсбург-Калнишская, IX₄ - Силбонг, IX₅ - Субальпийская, IX₆ - Сивенская, IX₇ - Душанская, IX₈ - Таркут, IX₉ - Аула; X - с преимущественным развитием карбонатной формации; X₁ - Прекарста и Высокого Карста, X₂ - Карийская, X₃ - Дилитинская, X₄ - Дунайская, X₅ - Старый Памония, X₆ - Преблантава; XI - Прегетерские прогибы, развивавшиеся на континентальной коре и замкнувшиеся в результате позднеальпийской складчатости; А - внутренняя зона Предальпийского и Предритического прогибов, сформировавшаяся в краевых частях фишиевых миогеосинклиналей; В - внешние зоны тех же прогибов, развивавшиеся на коре образующих платформ. Область алайского формации: I-3 - комплекс платформенного чехла: 1 - рифейский и фанерозойский нерасчлененный, 2 - палеозойский, 3 - мезозойско-кайнозойский; 4-10 - комплекс метаморфического основания (гранитного слоя), развитые в пределах складчатой области формации: 4 - добайкальский нерасчлененный, 5 - байкальский и байкало-каледонский эгетеро-интенсивный, 6 - байкало-каледонский миогеосинклинальный, 7 - каледонский и каледонно-герцинский эгетеро-интенсивный, 8 - каледонно-герцинский миогеосинклинальный, 9 - герцинский эгетеро-интенсивный, 10 - добайкальский и фрагментами герцинского эгетеро-интенсивного комплекса; 11 - клиновидные гипербазитные массивы (выходы магматического субстрата); 12 - интрузии алайских гранитоидов; а - подальпийские - раннеальпийские (Кз-Кз), б - среднеальпийские (Кз-Пз); 13 - мощные вулканические гриды; 14 - главные алайские разломы - границы тектонических зон первого порядка: а - надвига и шаржины, б - сбросо-сдвиги; 15 - крупные алайские разломы; а - надвига и шаржины, б - сбросы и сдвиги; 16 - границы доальпийских тектонических структур в пределах формации

Рис. 2. Палеогеографическая реконструкция Каратау-Джиргаталийского сегмента алайид для позднеюрской эпохи. 1-3 - области платформ и микроконтинентов с квазиформированным или миогеосинклинальным нижне-мезозойским чехлом (1-3); 4-7 - метаморфические комплексы основания: 1 - добайкальский нерасчлененный, 2 - байкальский эгетеро-интенсивный, 3 - байкало-каледонский миогеосинклинальный (доформированный тип); 4 - каледонно-герцинский эгетеро-интенсивный, 5 - каледонно-герцинский миогеосинклинальный (доформированный тип); 6 - догерцинский нерасчлененный; 8 - палеозойский платформенный комплекс; 9-10 - зоны с эгетерной континентальной корой (характеризующиеся развитием глубоководных фаций и основного подошного вулканизма), меньшие разломы: 9 - в среднем трапсе, 10 - в средней-поздней впадине; 11 - зона с корой на разрывах и нарастающей океанической корой (характеризующиеся развитием офiolитовой ассоциации), сформировавшаяся в средней-поздней впадине; 12 - доальпийская складчатая область

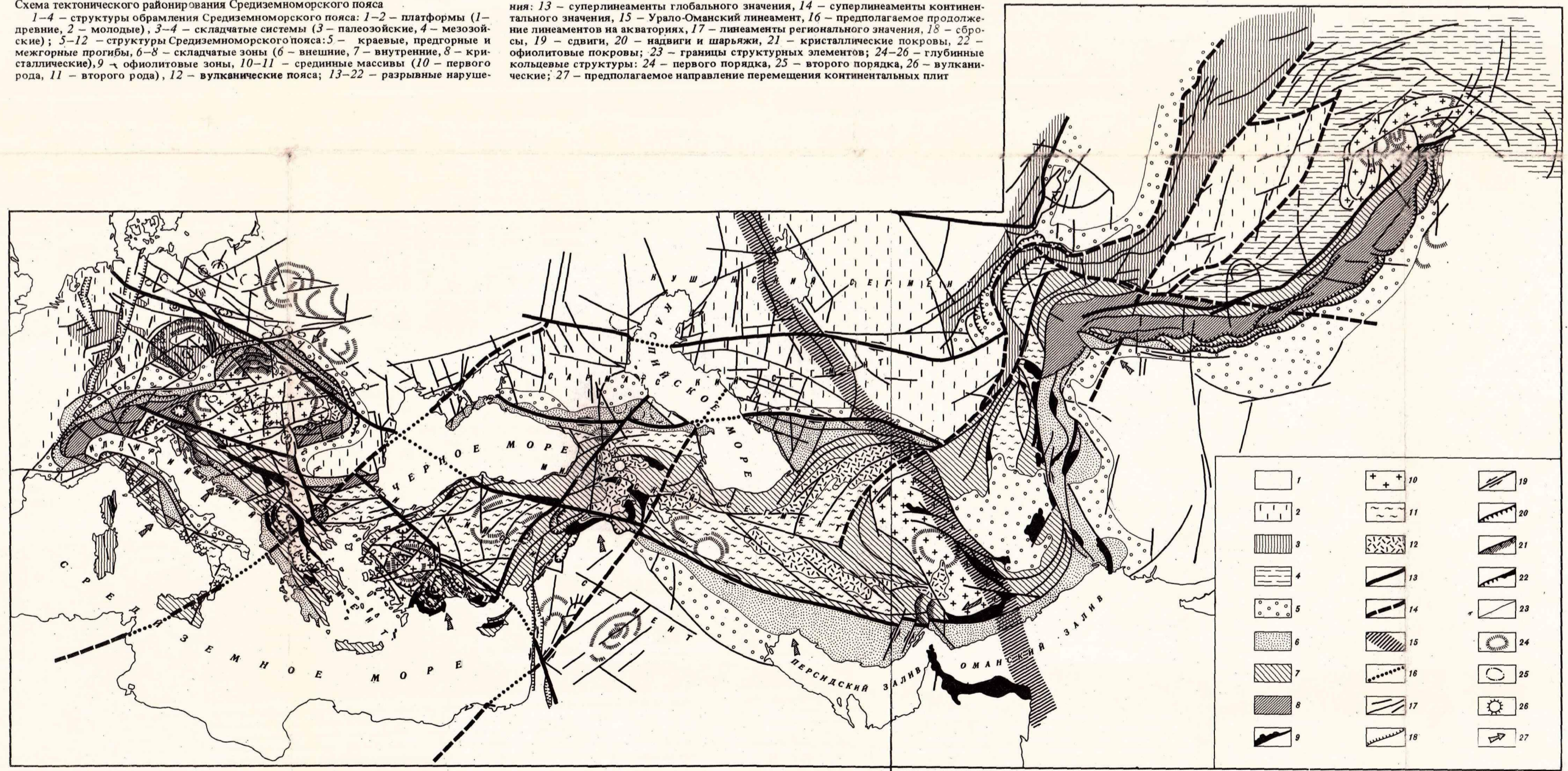


Схема тектонического районирования Среднеамударьинского пояса. 1-4 - структуры образования Среднеамударьинского пояса: 1 - платформы (1 - древние, 2 - молодые), 3-4 - складчатые системы (15 - палеозойские, 4 - мезозойские); 5-12 - структуры Среднеамударьинского пояса: 5 - кризисы, предгорные и межгорные прогибы, б-в - складчатые зоны (б - внешние, в - внутренние), 8 - кристаллические покровы; 9 - офiolитовые зоны, 10-11 - средние массивы (10 - первого ряда, 11 - второго ряда); 12 - вулканические пояса; 13-27 - разрывные нарушения:

13 - суперлинейменты глобального значения, 14 - суперлинейменты континентального значения, 15 - Улуго-Саманский линеймент, 16 - предальпийское продолжение линеймента на восток, 17 - линейменты регионального значения, 18 - сбросы, 19 - сдвиги, 20 - надвига и шаржины, 21 - кристаллические покровы, 22 - офiolитовые покровы; 23 - границы структурных элементов; 24-26 - глубокие кольцевые структуры; 24 - первого порядка, 25 - второго порядка, 26 - вулканические; 27 - предальпийское направление первоначальных континентальных плит

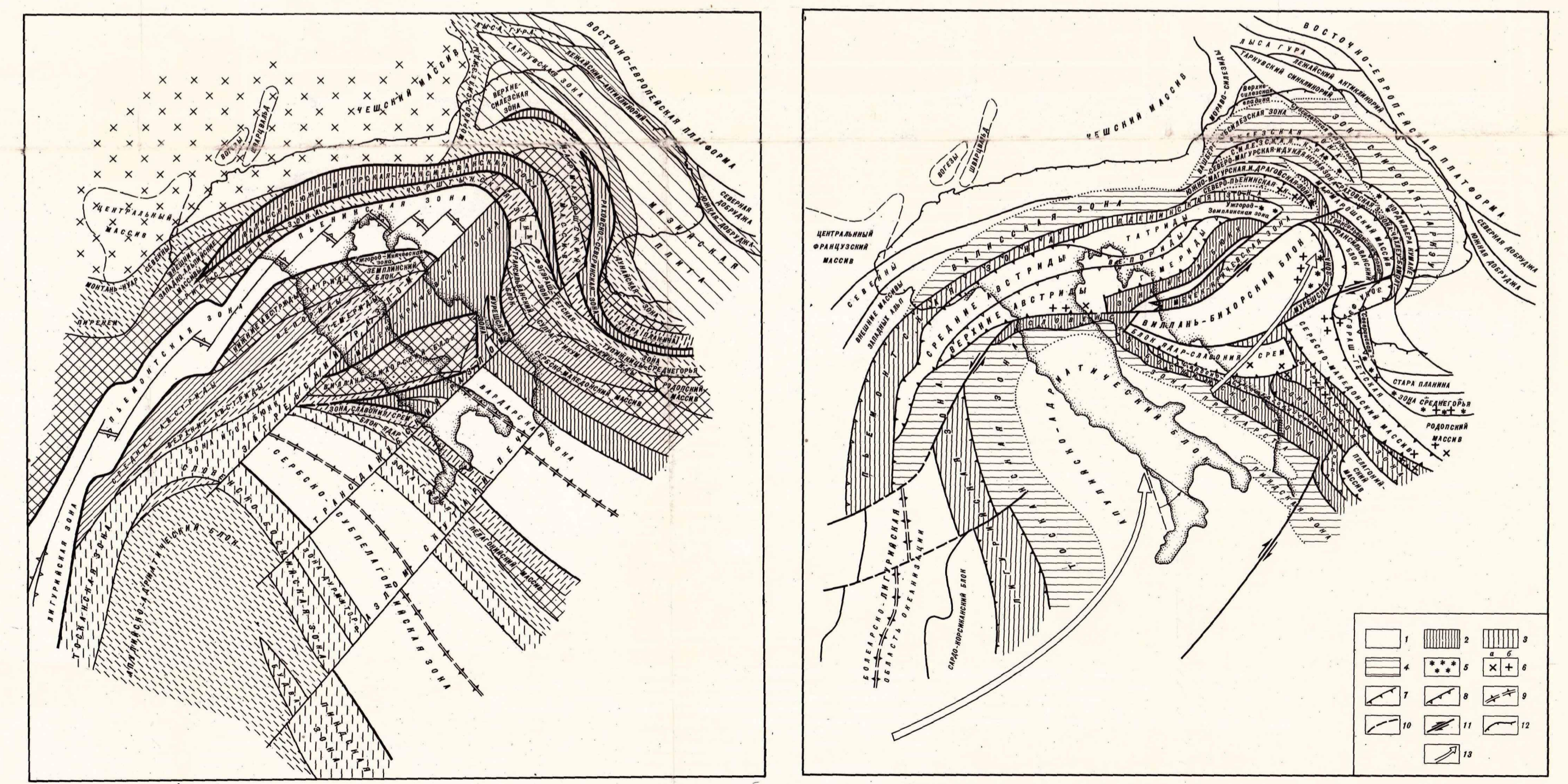


Рис. 4. Палеогеографическая реконструкция Каратау-Джиргаталийского сегмента алайид для палеозойской эпохи. Условные обозначения см. на рис. 2.

Рис. 5. Палеогеографическая реконструкция Каратау-Джиргаталийского сегмента алайид для мезозойской эпохи. 1-3 - области платформ и выходящих мезозойских карбонатно-терригенных отложений: 1 - в пределах микроконтинентов, кораллов и окраин платформ, 2 - в зонах скучивания эгетерной континентальной коры, 3 - в зонах скучивания океанической коры; 4 - области высокопояса фишиев (континентальная скелета и их подложки); 5-6 - области развития синорогенного фая и среднеальпийского магматизма (вулканические дуги); 7 - виданго-базальтовый вулканизм, 8 - интрузии (4 - раннеальпийские, 5 - среднеальпийские); 9 - зоны субдукции, глубокие подлогины и надлогины в пределах континентальной коры; 10 - пологие надлогины и шаржины; 11 - зоны разрыва и нарастающей новообразованной океанической коры; 12 - трансформные разломы; 13 - крупные разломы; 14 - современная граница алайской складчатой области; 15 - направление и амплитуда горизонтального перемещения блока континентальной коры

3290