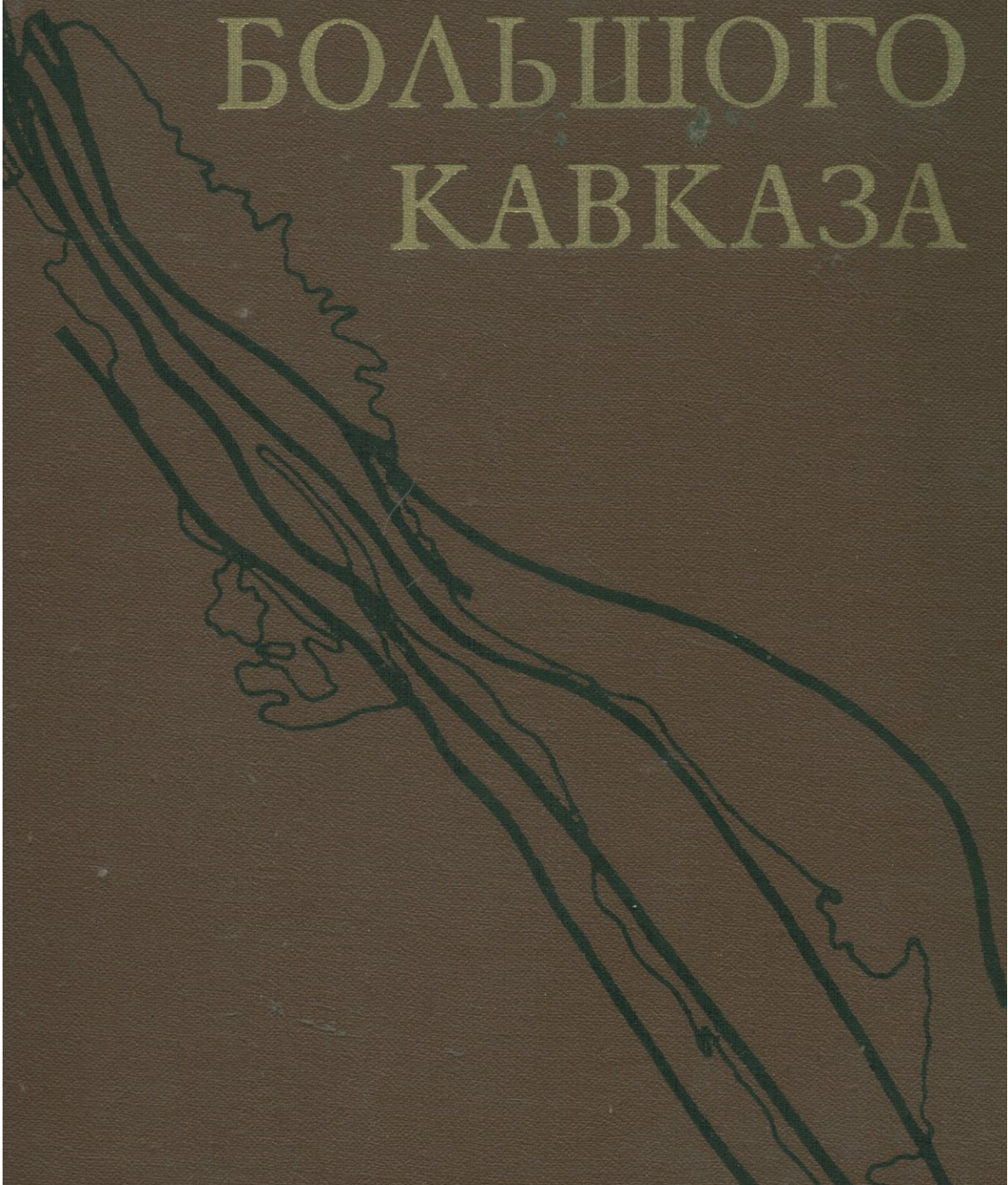


ГЕОЛОГИЯ
БОЛЬШОГО
КАВКАЗА



55(234)

ГЕОЛОГИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

(НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ,
МАГМАТИЗМУ И ТЕКТОНИКЕ НА ДРЕВНИХ
И АЛЬПИЙСКОМ ЭТАПАХ РАЗВИТИЯ
СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА)

Научный редактор Г. Д. АЖГИРЕЙ

1502



МОСКВА · «НЕДРА» · 1976

Геология Большого Кавказа (Новые данные по стратиграфии, магматизму и тектонике на древних и альпийском этапах развития складчатой области Большого Кавказа). Науч. ред. Г. Д. Ажгирей, М., «Недра», 1976, 263 с. Авт.: Г. Д. Ажгирей, Г. И. Баранов, С. М. Кропачев и др.

В книге дан новый материал о геологическом строении и развитии Большого Кавказа. Книга состоит из четырех разделов, в которых освещается стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа. Первый раздел дает представление о месте Большого Кавказа в структуре альпийского пояса. Во втором разделе приведены новые данные о докембрийской и палеозойской геологии и истории развития Большого Кавказа. В нем подробно описано геологическое строение доюрского основания Большого Кавказа и история его формирования, в которой важная роль принадлежала горизонтальным тектоническим движениям с образованием пологих срывов типа шарьяжей. Третий раздел посвящен описанию стратиграфии, тектоники и магматизма раннеальпийского этапа геологической истории Кавказа. В последнем разделе рассматриваются средне- и позднеальпийский этапы становления Большого Кавказа.

Работа рассчитана на широкий круг геологов, а также на преподавателей и студентов вузов.

Табл. 14, ил. 37, список лит. — 190 назв.

Авторы: Г. Д. АЖГИРЕЙ, Г. И. БАРАНОВ, С. М. КРОПАЧЕВ,
Д. И. ПАНОВ, С. М. СЕДЕНКО

ОБЗОР НЕКОТОРЫХ ВАЖНЫХ ПРОБЛЕМ ГЕОЛОГИИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Горное сооружение Большого Кавказа обычно считается неким исключением из прочих альпинотипных образований по кажущейся простоте своего геологического строения. Это обманчивое впечатление связано со старой традицией, когда Большой Кавказ представлялся просто построенным крупным антиклинорием, сложенным сравнительно спокойно деформированными толщами мезозойских и кайнозойских пород. Действительно, эти толщи дислоцированы в складки простых форм по периферии горного сооружения. Однако докембрийское и палеозойское ядро Большого Кавказа, равно как мезозойские породы центральных зон, раскрывают такое богатство тектонических форм, какое не отличает Большой Кавказ от прочих, наиболее сильно дислоцированных альпинотипных сооружений.

Сравнительно хорошая доступность и изученность Кавказа дает возможность для важных обобщений и в этом отношении анализ строения и геологической истории Большого Кавказа несомненно принесет пользу как в области теории, так и для практики поисков и разведок месторождений полезных ископаемых.

Строение и геологическая история Большого Кавказа могут быть уяснены только на фоне данных о строении и развитии прилегающих к нему тектонических областей.

БОЛЬШОЙ КАВКАЗ КАК ЧАСТЬ СИСТЕМЫ ТЕТИСА

Кавказ принадлежит к Тетису — гигантской субширотной мобильной зоне, которая согласно гипотезе Г. Штилле (1964, с. 386, 611 и 615) разрушила единую платформу Старого Света, отделив Восточно-Европейский блок этой платформы от Африкано-Аравийского, а Азиатскую платформу (впоследствии распавшуюся на многие блоки — по В. М. Силицыну, 1948 г.) от платформ Индо-Сейшельской и Австралийской, также некогда составлявших единое целое.

Г. Штилле считал временем заложения мобильной системы Тетиса так называемую великую альгомскую перестройку (Algomian Umbrech), происшедшую после отложения пород гуронской системы. По современным представлениям, этот выдающийся этап геологической истории последовал за завершением Карельской (Пинокской) эпохи диастрофизма, имевшей место действительно после отложения в Канаде пород гуронской, в Европе — карельской, свеко-фенской группы, на границе среднего и верхнего протерозоя, т. е. 1700 млн. лет тому назад.

Есть много оснований считать гипотезу Г. Штилле правильной. В частности, на ее вероятность указывает замечательный факт пересечения субмеридиональных тектонических структур на древних архейских и протерозойских платформах, граничащих с севера и юга с поясом Тетиса, с линейными, простирающимися субширотно, тектоническими структурами Тетиса.

Восточно-Европейская (Русская) платформа, которая является пограничной с поясом Тетиса на отрезке, где развивалась геосинклиналь Большого Кавказа, разрушалась целой системой субпараллельных близширотных разломов, связанных с Тетисом, не вдруг и не сразу.

ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКИЙ АВЛАОГЕН, ВАЛ КАРПИНСКОГО

Самую северную структуру, параллельную системе Тетиса в области, близкой к Большому Кавказу (рис. 1), представляет Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген и его восточно-юго-восточное продолжение — геосинклинальная впадина Донбасса и вал Карпинского (Н. С. Шатский, 1964 г.; В. Б. Соллогуб, 1967 г.; М. В. Чирвинская, 1968 г.). С юго-запада линейно вытянутая

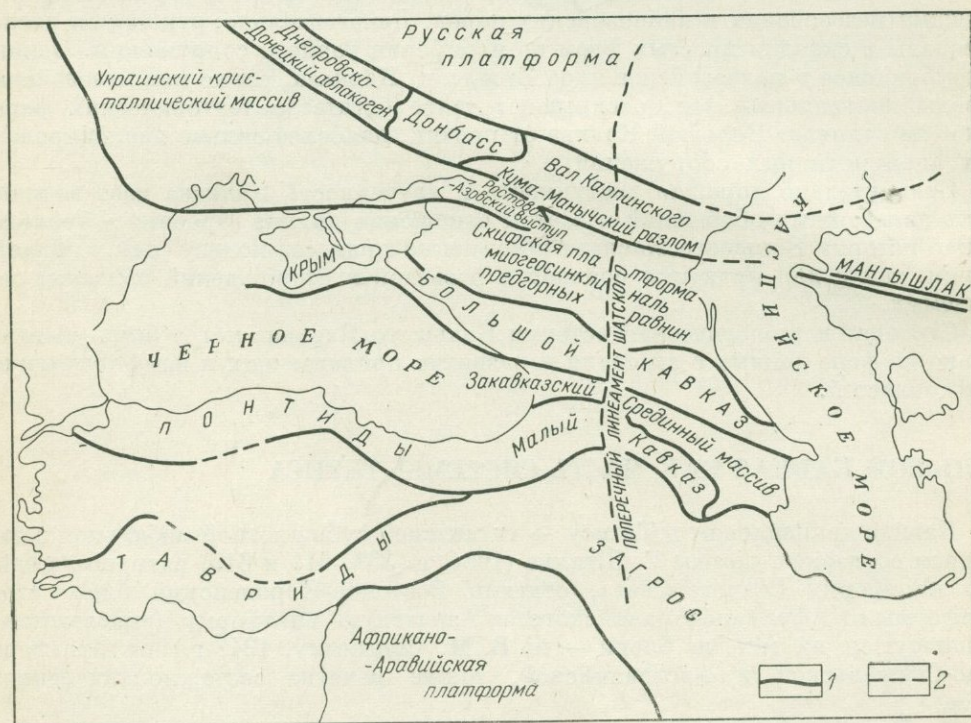


Рис. 1. Положение Большого Кавказа среди главных тектонических единиц юга Русской платформы и в поясе Тетиса.

Границы главных тектонических единиц: 1 — достоверные, 2 — предполагаемые

полоса, там где она приближается к Кавказу, ограничивается большим Кума-Маньчским разломом. Ширина Днепровско-Донецкого авлакогена и его продолжения в Донбассе и вала Карпинского в среднем составляет 160—180 км.

В настоящее время геофизическим профилированием ниже известной части грабена Днепровско-Донецкого авлакогена обнаружен имеющий меньшую ширину грабен глубиной до 10 км, заполненный мощными, по-видимому, рифейскими отложениями (В. Б. Соллогуб, 1974 г.). Таким образом, время заложения Днепровско-Донецкого авлакогена понижается до неизвестных уровней

рифейской тектонической эры и не исключено, что авлакоген заложился, как и главные разломы Большого Кавказа, сразу же после завершения Карельского тектогенеза, либо, что вероятнее, в связи с Байкальским тектогенезом. В результате заключительных варисийских движений вал Карпинского так же, как и Донбасс, испытал инверсию. Об этом можно судить по Джанайской опорной скважине в районе ст. Улан-Хол. В ней, на интервале 2475—3035 м, под почти горизонтально залегающими юрскими отложениями встречены интенсивно дислоцированные (40—70°) глинистые и углистые сланцы и песчаники с редкими прослоями известняков и мергелей с гастроподами и фораминиферами псевдофузулинового горизонта верхнего карбона (М. Я. Ясенева, 1956 г.).

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОГО АВЛАКОГЕНА, ДОНБАССА И ВАЛА КАРПИНСКОГО С БОЛЬШИМ КАВКАЗОМ

Близкая параллельность в простирациях обеих больших тектоно-структурных единиц при всей относительности этого понятия может указывать на их генетические связи.

Разламывание единой Африкано-Европейской платформы при формировании Тетиса, как мы уже отмечали, характеризовалось заложением в теле платформы целой системы субпараллельных разломных зон. Возникает вопрос, в какой мере авлакогенные разломы правомерно генетически связывать с системой геосинклинальных разломов. На этот вопрос нельзя дать простого ответа. Разломы авлакогенов в своем типичном выражении представляют собой грабены растяжения, заполненные продуктами разрушения пород платформ, в теле которых заложилась авлакогены. Но, однако, и геосинклинальные разломы на первых этапах своего развития также представляют собой грабены растяжения (Buchet, 1933; Муратов, 1949 — догеосинклинальные формации в геосинклинальных прогибах). Только в последующие этапы развития в первичных геосинклинальных грабенах развиваются деформации сжатия, всегда чередующиеся с деформациями растяжения и возникает та гамма геосинклинальных осадочных и магматических формаций, которые обычно совершенно отсутствуют в грабенах авлакогенов (обычно, но не всегда, и примером тому является Донбасс, располагающийся на продолжении Днепровско-Донецкого авлакогена). Это дает нам основание считать вероятным, что авлакогены представляют собой недоразвитые (эмбриональные) геосинклинальные образования.

Коль скоро Днепровско-Донецкий авлакоген, Донбасс и вал Карпинского представляют собой эмбриональную геосинклинальную структуру, входящую в систему разломов Тетиса на долготе Большого Кавказа, не бесполезно провести также следующую аналогию. Днепровско-Донецкий авлакоген заложился уже в рифее, хотя он расположен в самой периферической части Тетиса, следовательно, разломы Большого Кавказа, подавно, энергично функционировали в рифее, и рифейская история Большого Кавказа должна быть длительной и сложной.

ПРЕДПОЛАГАЕМАЯ РИФЕЙСКАЯ И ПАЛЕОЗОЙСКАЯ МИОГЕОСИНКЛИНАЛЬ ПРЕДКАВКАЗЬЯ

К юго-юго-западу от Донбасского и Манычско-Кумского разломов, ограничивающих с юга Донбасс и вал Карпинского, находится широкая полоса, ныне орографически выраженная Предкавказскими предгорными равнинами и невысокими плато (Ставропольская возвышенность) общей шириной 250—350 км.

Следующая далее к юго-юго-западу зона собственно Большого Кавказа колеблется по своей ширине от 100 до 200 км. Таким образом, северные предгорные равнины, примыкающие к Большому Кавказу, соответствуют очень значительной по своим размерам тектонической зоне, а может быть двум параллельным зонам.

В своей крайней северо-западной части эта область представляет прямое продолжение древней Восточно-Европейской платформы, известное под названием Украинского кристаллического массива (или глыбы), сложенной породами, которые в главной части древнее 1700 млн. лет.

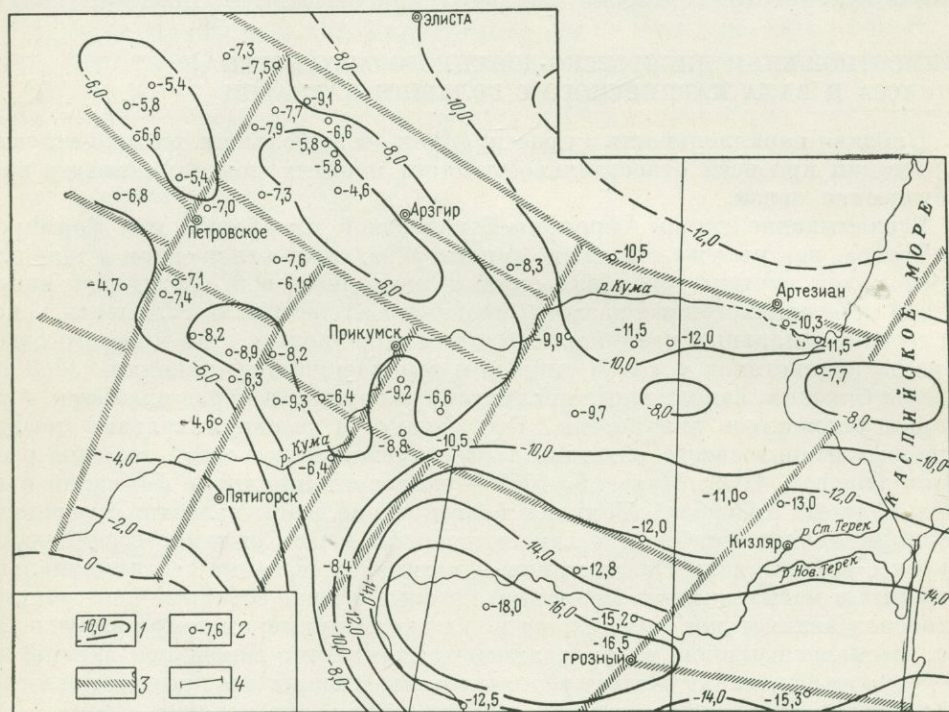


Рис. 2. Схема рельефа поверхности кристаллического дорифейского фундамента Предгорных равнин Большого Кавказа. По В. Н. Гоеву и А. А. Елифанову.

1 — изогипсы по поверхности кристаллического фундамента; 2 — глубина до поверхности верхних кромок магнитоактивных масс в км; 3 — зоны тектонических нарушений; 4 — сейсмические профили ГСЗ и КМПВ

Далее к востоку-юго-востоку широкая линейная зона Предкавказских равнин существенно неоднородна как в продольном, так и в поперечном направлении. Если на крайнем западе Предкавказские равнины имеют в качестве неглубокого основания древнейшие платформенные образования, то по мере движения на восток кристаллическое основание Азово-Ростовского выступа Украинской глыбы быстро погружается и далее, по геофизическим данным В. Н. Гоева и А. А. Елифанова (1972 г.), глубина залегания пород древнего кристаллического основания составляет много километров, доходя в отдельных участках до 16 км (рис. 2).

Между древним кристаллическим фундаментом и породами платформенного чехла помещается мощная (до 5—10 км) толща отложений, по данным буровых скважин дислоцированных, геологический возраст которых не очень ясен.

Скудные сведения о характере и возрасте консолидированных и смятых в складки пород, образующих второй структурный этаж, залегающий выше древнего кристаллического основания, суммированы в обзорах М. Ф. Мирчинка, Н. А. Крылова, А. И. Летавина, Я. П. Маловицкого (1963), А. Я. Дубинского (1968 г.), В. Н. Любофеева, Г. П. Корнева, А. С. Николаевского (1973 г.). В глубоких скважинах вскрыты обычно сильно дислоцированные (до 85°) терригенные и органогенные толщи, возраст которых определен по спорово-пыльцевым комплексам как живецкий и франский, а в других скважинах определен по фораминиферам и гастроподам как ранне- и позднекаменноугольный. Обычно терригенные толщи представлены песчано-глинистыми слюдистыми сланцами, иногда филлитизированными и хлоритизированными. Таким образом, метаморфизм пород, хотя и низкой степени, довольно значительный. Местами сланцы, относимые к девону, содержат туфогенный материал. Органогенные толщи встречаются редко и представлены перекристаллизованными известняками.

В некоторых глубоких скважинах в Западном Предкавказье подсечены метаморфические сланцы, существенно отличающиеся от известных в этих же районах дислоцированных отложений верхнего палеозоя. Абсолютный возраст метаморфических минералов этих сланцев составляет 434—470 млн. лет (Воскресенский, Корнев, Любофеев, 1972).

В глубоких скважинах в палеозойских и, возможно, рифейских дислоцированных породах были также обнаружены гранитоиды, кварцевые диориты, диориты (Маценко, Дубинский, 1968; Мосякин и др., 1971), возраст которых, по данным К=Аг метода, 250—310 млн. лет.

Геологическая история Днепровско-Донецкого авлакогена и Донбасса дает возможность предполагать, что главные движения, по крайней мере в южной части Предкавказья, могли происходить в рифейский и варисийский этапы, потому что именно эти движения нашли отражение в соседнем авлакогене. Сравнительно скромная роль магматических образований указывает на то, что прогиб, возможно, относится к типу миогеосинклинальных и составляет обычную парную систему с рифейской и палеозойской эвгеосинклиналью Большого Кавказа.

Еще несколько лет назад, до геофизических исследований, предположение о существовании в южной части Предкавказья большой рифейско-палеозойской геосинклинали могло бы показаться рискованным, теперь же оно представляется неизбежным.

Поэтому мы, в частности, не можем принять предположение А. Я. Дубинского (1968 г.), который считает, что Прикумский синклинорий заполнен только девонскими и каменноугольными отложениями. Другое предположение того же исследователя, считающего, что между валом Карпинского и Прикумским синклинорием, т. е., по нашим представлениям, древней геосинклиналью Предкавказья, сохранился тектонический выступ шириной 50—80 км, сложенный переработанными дорифейскими кристаллическими породами Украинского щита, очень вероятно.

После заключительных складчатых деформаций, имевших место в карбоне, геосинклиналь южного Предкавказья замкнулась и превратилась в молодую платформу. Впрочем, отдельные разломные зоны ограниченной ширины продолжали геосинклинальное развитие. Например, это может относиться к большой Кума-Маньчской разломной зоне, равно как и к Бейсугско-Ашперонской разломной системе Западного Предкавказья.

В перми и триасе миогеосинклинальное палеозойское сооружение Предкавказья не испытало горообразовательных движений, представляя собой

слабоволнистую равнину, на которой отложились самые северные шлейфы поздневарисцийских мелкообломочных моласс Большого Кавказа («переходный комплекс»).

Следовательно, главная часть Предкавказья с конца карбона представляла собой молодую платформу. М. В. Муратов (1955) назвал эту часть Предкавказья и ее западное продолжение в Степном Крыму Скифской молодой эпигерцинской платформой. У нас есть некоторые принципиальные отличия в понимании истории и роли Скифской платформы в общем взаимоотношении ее с Восточно-Европейской платформой и Тетисом. По представлению М. В. Муратова, герцинские (варисцийские) сооружения Скифской платформы после завершения палеозойской складчатости приращиваются к южному краю Восточно-Европейской платформы. В таком понимании последовательность событий в определенной мере ставится с ног на голову. В действительности, в рифее и палеозое юго-восточный блок Восточно-Европейской платформы был разрушен геосинклинальным прогибом, образовавшимся на месте современных Предкавказских равнин. Часть наиболее крупных разломов продолжала функционировать в триасе и нижней юре. Следовательно, древняя Восточно-Европейская платформа в далеком прошлом существовала на месте современной Скифской платформы. Последняя представляет собой результат регенерации разрушенных в рифее и палеозое частей древней платформы. Поэтому многие структурные зоны в современном чехле Скифской платформы имеют не случайное расположение, а совмещаются с древними крутозалегающими разломами, контролировавшими формирование геосинклинальной впадины. Часто на эти крутые геосинклинальные разломы оказываются насаженными цепочки пологих антиклинальных структур в вышележащих породах чехла молодой платформы. Именно так можно объяснить образование линейно вытянутых систем пологих антиклиналей в мезозойских породах чехла Скифской платформы, разведанных в Северном Предкавказье.

ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Тектоническая зона современного Большого Кавказа несомненно представляет первую наиболее значительную северную разломную зону Тетиса, заложившуюся в начале рифея в теле архейско-протерозойской Европейско-Африканской платформы. Она являет собой пример чрезвычайно длительно развивавшегося мобильного пояса, образованного серией субпараллельных разломов весьма большой глубины, корни которого уходили далеко в мантию Земли.

Мы уже отмечали косвенные указания на существование геосинклинали Большого Кавказа с начала рифея. В варисцийское время и, по-видимому, также в более древние тектоно-магматические эпохи, породы Большого Кавказа испытали сильнейший региональный метаморфизм. Определения абсолютного возраста обычно показывают время позднепалеозойской регенерации. Только в немногих случаях среди кристаллических пород Г. Д. Афанасьевым и др. (1968, 1973), М. М. Рубинштейном (1966, 1967), В. М. Аяновым и др. (1974) и З. В. Студениковой (Ажгирей, 1963) были установлены возрасты 720, 860 и 870 млн. лет. Несомненно действительный возраст этих пород, подвергшихся варисцийской регенерации, был значительно более древним.

Примеры, подкрепленные определением возраста цирконов, представляющих акцессории первичного происхождения в кристаллических породах, описаны в Альбах (Pasteels, 1964). В биотит-плагиоклазовых гнейсах, испытавших региональный метаморфизм 500 и 300 млн. лет тому назад, возраст цирконов оказался равным 1550—1910 млн. лет.

Таким образом, у нас есть серьезные основания считать, что геосинклиналь Большого Кавказа, так же как это имело место в Альпах, заложилась после окончания карельского тектоно-магматического цикла, т. е. 1700 млн. лет тому назад.

На некоторых тектонических картах геосинклиналь Большого Кавказа квалифицируется в качестве миогеосинклинали, что является очевидным недоразумением. Большое количество ортоамфиболитов в разрезе рифейских отложений Большого Кавказа, интенсивный варисцидский магматизм и характерный раннегеосинклинальный магматизм в центральных тектонических зонах в нижней юре указывают на неоспоримую принадлежность Большого Кавказа к эвгеосинклинальным образованиям на протяжении большей части времени своего существования.

ЗАКАВКАЗСКИЙ СРЕДИННЫЙ МАССИВ

С юга Большой Кавказ отделяется от следующей субпараллельной древнейшей линейной зоны Тетиса — Малого Кавказа обломком архейско-нижнепротерозойской Европейско-Африканской платформы, каким, возможно, является Закавказский срединный массив. Ширина срединного массива невелика — 50—125 км в пределах Кавказского перешейка и только в Черном и Каспийском морях она может быть более значительной.

Между отдельными ветвями более южных сооружений Тетиса, в Турции и Иране, имеются также остатки мало переработанных блоков Европейско-Африканской платформы, подобные Закавказскому срединному массиву.

Отсюда следует важный вывод, что, несмотря на гигантские деформации в системе Тетиса, внутри его в больших количествах остались блоки мало переработанной древнейшей платформы. Означает ли этот факт, что внутри отдельных эвгеосинклинальных поясов, например внутри пояса Большого Кавказа, также могут быть остатки блоков древнейшей платформы, как это предположил С. С. Кузнецов (1964) в отношении кристаллического ядра западной части Большого Кавказа? На этот вопрос надо ответить отрицательно, основываясь на хорошо изученных примерах Альп, Урала и других эвгеосинклинальных зон. Внутри таких зон переработка древнего континентального основания была столь значительной (именно поэтому они и относятся к эвгеосинклиналям), что практически остатков древних платформенных глыб с непереработанными породами не сохранилось.

НЕКОТОРЫЕ УТОЧНЕНИЯ ПОНЯТИЯ О ГЕОСИНКЛИНАЛЯХ НА ПРИМЕРЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ПОЯСА КАК СИСТЕМЫ СУБПАРАЛЛЕЛЬНЫХ ЗОН КРУТОЗАЛЕГАЮЩИХ РАЗЛОМОВ ОСОБОГО ТИПА

Новейший обзор истории и сущности понятия о геосинклиналях сделан Ж. Обуэном (1967 г.). Однако в нем очень неполно отражены взгляды советских геологов. Некоторые важные дополнения в этом направлении находим у Ю. А. Косыгина (1969) и в Справочнике по тектонической терминологии.

По удачному выражению Н. М. Страхова (1964 г.) тектогенез и литогенез в истории земной коры в сущности — две стороны единого историко-геологического процесса. В этом смысле, геосинклинали представляют не только тектонические сооружения, для них характерен определенный комплекс формаций осадочных и магматических пород.

Большое значение мы придаем конкретности представлений о геосинклиналях как тектоно-структурных образованиях. Общеизвестна значительная эволюция взглядов на геосинклинали как тектонические структуры. Первые исследователи имели очень различные взгляды на этот счет, они рассмотрены Ж. Обуэном. По мнению Э. Ога (1900 г.), которое разделяется многими и по сей день, геосинклиналь — это, в первую очередь, глубокая, удлиненная впадина, представляющая собой существенно мобильную зону земной коры. Важно, что Э. Ог допускал возможность наложения и пересечения в плане одной впадины другой, описывая сенонскую геосинклиналь Дюволюй как несовпадающую во времени и пространстве с Дофинейской геосинклиналью. Такого рода несовпадения и миграция геосинклинальных впадин очень характерны для геосинклинальных систем.

Однако Э. Ог распространил понятие о геосинклиналях на океанические впадины, с чем невозможно согласиться, потому что пока не известно ни одной ископаемой геосинклинали, для которой было бы доказано, что она произошла из впадины океанической. Только узкие и очень глубокие трюги по периферии океанов, возможно, соответствуют современным геосинклиналям на поздних этапах развития.

Вопрос о том, представляют ли геосинклинали плавные прогибы земной коры или связаны с крутозалегающими разломными зонами, впервые в такой четкой постановке был поднят В. А. Обручевым (1926 г.). Очень важно отметить, что в своих ранних работах Г. Штилле (1924 г.) отрицал первичную связь геосинклинальных впадин с разломами; строго различая оро- и эпейрогенезис по скорости и характеру движений, он считал геосинклинали формами эпейрогенезиса, медленными прогибами, без нарушения сплошности земной коры и старался доказать, что сбросы, известные по окраинам геосинклиналей, представляют явление позднейшее. Он формулировал свое представление так: сначала медленное (вековое) погружение, потом разломы.

На этом заблуждении раннего Штилле можно было бы не останавливаться, если бы и в наше время многие геологи не принимали во внимание только поздние тектонические разломы в геосинклинальных прогибах. Сами прогибы на палеотектонических профилях весьма часто рисуются ими как плавные впадины. Например, в монографии Ж. Обуэна именно так нарисованы реконструкции всех палеотектонических профилей!

Между тем В. А. Обручев (1926 г.), еще ничего не зная о фокальных зонах глубинных землетрясений, о глубинных разломах и не имея в своем распоряжении профилей глубинного сейсмического зондирования земной коры (ГСЗ), на которых разломные зоны прослеживаются через всю толщу земной коры в мантию Земли, решительно отстаивал представление о ранних, конседиментационных разломах в геосинклиналях.

Открытие геофизиками фокальных зон сверхглубоких землетрясений (В. Gutenberg, С. F. Richter, 1937 г.; S. Sibinga, 1937 г.), с которыми связаны тектонические прогибы в земной коре, считающиеся современными геосинклиналями (А. Н. Заварицкий, 1946 г.; Н. С. Шатский, 1946 г.; Н. Benioff, 1949 г.) позволило установить существование связей между громадными разломными зонами и геосинклинальными впадинами прошлых геологических эпох.

С другой стороны, изучение тектонического строения горных сооружений привело к открытию огромных протяженных разломных зон, являющихся как бы тектоническими осями складчатых и шарьяжных построек. Эти разломные зоны альпийскими геологами были названы рубцами или зонами всасывания

(О. Ampferer, 1906 г.; Е. Kraus, 1936, 1955, 1956 гг.). В советской геологической литературе А. В. Пейве (1945 г.) ввел термин глубинные разломы, отчасти соответствующий представлениям альпийских геологов о рубцовых зонах разломов.

Принципиальную важность открытия конседиментационного характера основных разломов геосинклиналей невозможно переоценить. Именно оно указывало на прямую связь геосинклинальных прогибов с осевыми разломами или зонами разломов, которые частью разделяли геосинклинальные области в продольном направлении на относительно приподнятые и относительно опущенные блоки, частью сами определяли места образования впадин и распределяли различные магматические продукты в них и соседних геоантиклиналях и обуславливали продольную структурно-фациальную и структурно-формационную зональность.

Вся сумма указанных фактов дала основание А. В. Пейве и В. М. Сеницыну (1950 г.) непосредственно связать возникновение геосинклиналей с зонами глубинных разломов. Этот совершенно правильный вывод, к сожалению, не был достаточно полно развит. Поэтому мы еще раз должны повторить, используя дополнительную аргументацию, основанную на материале, полученном при изучении Большого Кавказа, что во всяком линейном геосинклинальном мобильном поясе ведущим тектоническим элементом являются системы продольных (или приблизительно продольных, например, эшелонированных) сравнительно крутозалегающих разломов значительной протяженности.

Геофизическое изучение современных региональных систем больших разломов как в складчатых областях, так и на платформах устанавливает, что большая часть таких разломов пересекает всю земную кору и, смещая поверхность Мохоровичича, несомненно имеет корни в мантии Земли (А. А. Борисов, 1967 г.). Следует отметить также большую настойчивость, с которой выдвигал мысль о непосредственной связи главных тектонических структур и магматической деятельности в земной коре с процессами, происходящими в мантии Земли, В. В. Белоусов (1966).

Основной вывод заключается в том, что продольные региональные разломные зоны в геосинклинальных поясах являются самым главным тектоническим элементом, который предопределяет как положение и форму, так и историю развития геосинклиналей и их систем. Нельзя анализировать геологическое строение и историю геосинклиналей с других позиций.

Конечно, это не означает, что все разломы в геосинклинальных областях глубинные, есть и значительное количество поздних разломов, зародившихся при последующих деформациях геосинклинальных образований. Каждый раз этот вопрос решается на конкретном материале.

Изучение Большого Кавказа и сравнение этой области с Альпами, Карпатами, Уралом, Тянь-Шанем и другими мобильными поясами показало, что каждая из геосинклинальных областей составлена системой субпараллельных продольных разломных зон, отстоящих одна от другой на расстояниях 15—25—50 км. В промежутках между разломными зонами располагаются более устойчивые, приподнятые полосы земной коры, которые являются геоантиклиналями. Мы настаиваем на том, что существующие определения геосинклинальных областей не могут считаться достаточными. Каждое из ранее данных определений характеризует одни или другие реально существующие черты строения и истории формирования геосинклиналей, но ни одно из них не раскрывает в полной мере явлений, представляющих первопричину образования и развития геосинклиналей, геоантиклиналей и геосинклинальных систем.

Геосинклиналь (геосинклинальная система) может быть определена как линейная особенно подвижная тектоническая структура, важнейшая черта которой — контроль комплексом сквозных, пересекающих земную кору субпараллельных, сравнительно крутых разломов. Эти глубинные разломы относятся к определенному типу, и в силу свойственных только им особенностей, рассмотренных ниже, должны называться *глубинными разломами геосинклинального типа*. Последняя оговорка необходима, потому что глубинные разломы могут принадлежать также к другим, не геосинклинальным типам.

В существовании и развитии геосинклинальных разломных зон заключается причина образования мобильных геосинклинальных поясов. Все другие определения геосинклиналей описывают только следствия существования и развития разломных зон геосинклинального типа. К понятию о геосинклинальном типе относится целый ряд характерных черт, перечисляемых ниже.

СМЕЩЕНИЯ ВОЗРАСТА ДЕФОРМАЦИЙ И МАГМАТИЗМА В СУБПАРАЛЛЕЛЬНЫХ РАЗЛОМНЫХ ЗОНАХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ТИПА И МЕСТНЫЕ ПЕРЕСЕЧЕНИЯ РАЗЛОМНЫХ ЗОН

На примере геосинклинальной системы Большого Кавказа подтвердилась ранее выясненная в Альпах, Карпатах, Кордильерах, Андах и других областях замечательная особенность субпараллельных геосинклинальных разломных зон, заключающаяся в том, что наиболее крупные и выдерживающиеся на значительных расстояниях разломные зоны имеют различный геологический возраст максимумов тектонических деформаций, специфической седиментации и магматических проявлений.

Ж. Обуэн (1967 г.) назвал перемещение («миграцию») тектонических, седиментационных и других явлений из одной геосинклинальной зоны в другую полярностью.

Следует подчеркнуть, что нет никакого противоречия между утверждениями В. А. Николаева (1933) и А. В. Пейве (1945, 1956) о долговременности геологической жизни больших тектонических зон определенного типа (в нашем понимании — геосинклинальных продольных разломных зон) и вышеописанными фактами миграции из одной зоны в другую максимумов седиментации геосинклинальных формаций, максимумов складкообразования и различных типов магматизма. Оба положения являются правильными, и их противоречивость только кажущаяся. Каждая из разломных зон обычно продолжает жизнь в течение многих сотен миллионов и даже одного-двух миллиардов лет, но формы и эпохи максимумов седиментации, магматизма и деформации в них существенно меняются в каждой зоне по-разному.

Еще одно важное обстоятельство необходимо учитывать при реконструкции плана расположения геосинклинальных разломных зон. При общей субпараллельности системы разломных зон геосинклинальной области может иметь место новообразование разломных зон, которые характеризуются частными значительными отклонениями в простирации, и это приводит к взаимным пересечениям более древних разломных зон с новообразованными. На это обратил внимание, но очень переоценил его значение Р. Трюмпи (1960 г.) в Альпах.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ ОСАДОЧНЫХ И МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Этой теме посвящена огромная литература. Мы же остановимся только на некоторых вопросах, имеющих прямое отношение к Большому Кавказу.

В геологической истории Большого Кавказа различаются три или четыре тектоно-магматических цикла, представленных соответствующими повторяющимися наборами осадочных и вулканических формаций.

Первоначальный геосинклинальный грабен представляет тектоническую структуру растяжения, причем в эвгеосинклиналях интенсивность тектонических движений настолько велика, что на дно этого грабена в массовых количествах изливаются, а также в определенных условиях интродуцируют основные, иногда ультраосновные и средние лавы, образующие диабазовые, порфиритовые и спилитовые, реже конседиментационные ультрабазитовые формации пород, перемежающиеся с некоторым количеством осадочных отложений.

На Большом Кавказе Е. А. Снежко (1968), М. Л. Сомин (1971), Г. И. Баранов и многие другие исследователи выделяют первый, наиболее древний формационный геосинклинальный ряд, к настоящему времени глубоко метаморфизованных пород, развитых в осевой части кристаллического ядра Большого Кавказа. Этот ряд представлен сверху вниз в современном их залегании *, макерской метаседиментарной серией (3000 м) и буульгенской метамагматической и метаседиментарной серией (более 2800 м).

Мы полагаем, что древнейшие геосинклинальные образования Большого Кавказа могут относиться к нижнему — среднему рифею (1700—1200 млн. лет).

Байкальский (средне-позднерифейский) возраст могут иметь серии метаморфизованных магматогенных и седиментарных пород, развитых в периферических, северных тектонических зонах Большого Кавказа.

Каледонский тектоно-магматический цикл (Афанасьев, 1958, 1968; Заридзе, Татришвили, 1959; Ажгирей, 1968, и др.) до сих пор не может считаться доказанным ввиду отсутствия хорошо выраженной каледонской формационной серии пород.

Варисский тектоно-магматический цикл широко представлен в разных тектонических зонах Большого Кавказа.

Наиболее молодой магматогенно-осадочной эвгеосинклинальной формацией Большого Кавказа является ниже-среднеюрская формация (Варданянц, 1935; Ажгирей, 1960, 1968; Лебедев, 1950). Она представлена диабаз-порфирит-спилитовой и альбитофировой формациями и мощными аспидными глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками типа ранних терригенных формаций геосинклиналей.

Более молодые верхнеюрские, меловые и палеогеновые отложения северного склона, а также флишевых трогов южного склона Большого Кавказа имеют миогеосинклинальный характер.

Надо подчеркнуть, что в современной литературе формации верхнеюрских, меловых и кайнозойских пород, развитые на Северном Кавказе, часто именуется платформенными, что принципиально неверно, потому что Большой Кавказ в этот период времени продолжал развиваться как геосинклинальный мобильный пояс. Это проявилось в энергичной концентрации тектонических

* Ниже Г. И. Баранов приводит соображения, указывающие на первоначально более низкое залегание пород макерской серии, которые тектонически перекрывают породы буульгенской серии.

движений во флишевых трогах, а затем в неогене, в интенсивных орогенических движениях, образовании предгорных впадин и в орогенном магматизме. Поэтому, несмотря на сравнительно малые мощности и неритовый фациальный характер некоторых образований, они не адекватны типичным платформенным формациям, и детальное литологическое изучение подобных формаций должно обнаруживать различия между похожими на платформенные (квазиплатформенными, по существу, геосинклинальными) и типичными платформенными формациями.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ПОЯСА КАК ДВУЕДИНЫЕ СИСТЕМЫ КРУТЫХ И ПОЛОГИХ РАЗЛОМОВ

Глубинные разломы, крутопадающие и пересекающие всю мощность земной коры, уходящие своими корнями в мантию Земли, известны не только в геосинклиналях и авлакогенах. Этому вопросу мы посвятили ряд работ (Г. Д. Ажгирей, 1969—1974 гг., G. D. Ashgirei, 1968 г.), где показано, что крутопадающие глубинные разломы характерны также для рифтовых зон, зон, ограничивающих океанические побережья атлантического типа, и зон типа Мендосино. Но ни один из этих типов



Рис. 3. Принципиальная схема формирования шарьяжей и складкообразующих деформаций в геосинклинальных поясах. По О. Амфереру и Э. Краусу

крутых глубинных разломов в земной коре не обладает парагенетической связью с пологими разломными срывами шарьяжного типа, кроме геосинклинальных продольных разломов и отчасти геосинклинальных поперечных разломов. Поэтому мы предложили именовать такие разломы геосинклиналь-

ными глубинными разломами и считаем необходимым с осторожностью пользоваться термином глубинный разлом без обязательного отнесения разлома к определенному генетическому типу. Просто говорить о глубинных разломах теперь нельзя, не рискуя внести путаницу в понятия.

Вероятно, первыми геологами, обратившими внимание на связь крутопадающих разломов определенного типа с пологими тектоническими срывами, направленными в сторону крутопадающих разломов, были О. Амферер и его ученик Э. Краус (рис. 3). С тех пор прошло много времени. Простая гипотеза О. Амферера о внутрикоровых течениях, вызывающих пододвигание земной коры в сторону крутых рубцовых разломов, подверглась критике и была признана непригодной.

Несмотря на неудовлетворительность объяснений первопричины деформаций, сами факты, указывающие на существование таких деформаций, накапливались в огромных количествах. В одних случаях в зависимости от глубины процесса и физико-механических свойств пород пододвигание приводит к формированию складок геосинклинального типа, в других случаях породы не сминаются в складки, залегают почти горизонтально, в форме пластин. Во многих случаях, на что обратил внимание еще Э. Зюсс, вдоль крутых и пологих тектонических срывов проникали основные и ультраосновные магмы, которые наряду с зонами рассланцевания, милонитизации, диафорического метаморфизма являются прямыми указаниями на существование тектонических срывов.

В настоящее время на Земле практически нет геосинклинальных поясов, в которых не были бы известны пологие тектонические срывы, шарьяжи, сопряженные с крутыми глубинными разломами геосинклинального типа.

Большой Кавказ долгое время считался исключением и противопоставлялся в этом отношении Альпам. В настоящее время Г. И. Барановым, С. М. Кропачевым, И. И. Грековым и другими собран публикуемый в этой книге значительный материал по варисийским и, вероятно, рифейским шарьяжам в породах кристаллического ядра Большого Кавказа.

ПОПЕРЕЧНЫЕ И ДИАГОНАЛЬНЫЕ РАЗЛОМНЫЕ ЗОНЫ В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПОЯСАХ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ЧАСТЯХ ПЛАТФОРМ

Важную черту тектонического строения земной коры представляют поперечные и диагональные разломные зоны. Конечно, продольные системы геосинклинальных глубинных разломов являются ведущим элементом деформаций, которому подчиняется генеральное направление изменений фаций и формаций отложений, генеральное направление геосинклинальной складчатости и шарьяжей, а также направление изменений наиболее важных черт магматических явлений. Между тем встречаются геологические исследования, в которых утеряно представление о различной роли продольных и поперечных разломов в геосинклинальных (особенно орогенных) поясах. Отмечая это, мы не забываем многочисленные случаи контроля распределения мощностей и фаций и даже формаций горных пород поперечными и диагональными разломными зонами, а также изменений в характере и истории тектонических движений по поперечным и диагональным разломным зонам.

Здесь уместно отметить, что многие магматические проявления и связанные с ними магматогенные месторождения полезных ископаемых приурочены к местам пересечения продольных и поперечных (или диагональных) разломных зон.

Многие исследователи, описывая поперечные и диагональные разломы, отмечали как характерную черту их эфемерность, заключающуюся в том, что эти разломы во многих случаях непосредственно не картируются или картируются с большими трудностями, на коротких участках, и только по сумме косвенных фактов такие разломы можно проследить на большие расстояния. Это замечание справедливо для крупных, региональных поперечных и диагональных разломов, что же касается систем поперечных сдвигов в складчатых областях, классическим примером которых являются Рурская область и Рейнские сланцевые горы (Ноеррегер, 1959 г.), то обычно эти сдвиги прекрасно картируются, но все они представляют собой строго локальные структуры.

На территории юго-востока Русской платформы, на Большом и Малом Кавказе огромный поперечный эфемерный разлом был описан Н. С. Шатским (1948 г.), позднее многие поперечные разломы на Большом Кавказе отмечались С. М. Кропачевым и др. (1964 г.), А. Н. Шардановым (1960 г.), В. Е. Хаиным и М. Г. Ломизе (1961 г.).

Однако нельзя утверждать, что всегда причиной значительных изменений по простиранию продольных структур мобильных поясов бывают поперечные или диагональные разломы. Было бы неправильно не принимать в расчет, что геосинклинальные впадины могут просто вырождаться по простиранию и не следует придумывать в местах их естественного окончания поперечных разломов.

СИСТЕМАТИЧЕСКИЙ ОБЗОР ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Каждая геосинклиналь в силу способа своего образования, естественно, подразделяется на систему субпараллельных глубинных разломных зон и располагающихся между ними геоантиклинальных зон, а по простиранию главная зональность дополняется поперечной зональностью, часто обусловленной существованием поперечных или диагональных разломов. Такова главная схема, по которой, как нам представляется, наиболее успешно возможно систематизировать всю сложную совокупность фактов о строении и истории развития геосинклиналей.

В геосинклиналях, строение которых сильно усложнено шарьяжами, перекрывающими соседние крутопадающие разломные зоны, как это имеет место в Гималаях, Альпах, Западных Карпатах и ряде других многоэтажных покровных сооружений, предлагаемый метод анализа строения и истории геологического развития геосинклинального пояса может оказаться настолько затрудненным, что внимание геологов, изучающих такие геосинклинали, обращается практически целиком на выделение и анализ систем покровных пластин и слагающих их фаций и формаций горных пород. Это отклонение можно понять, особенно на первых этапах изучения, однако рано или поздно возникает проблема корневых зон, т. е. крутопадающих глубинных разломов, с которыми сопряжены шарьяжные покровы, как бы глубоко не были перекрыты недоступные для непосредственных наблюдений крутопадающие разломы. В таких случаях, в настоящее время на помощь приходят геофизические методы исследований и глубокое бурение.

ОСЕВАЯ ГЛУБИННАЯ РАЗЛОМНАЯ ЗОНА

На Большом Кавказе, по-видимому, самая древняя функционирующая уже около 1700 млн. лет глубинная разломная зона совпадает примерно с самой высокогорной частью хребта (рис. 4). Мы особенно подчеркиваем этот факт, потому что считаем весьма характерным не только для Большого Кавказа, но также и для большинства молодых, плиоценовых и плейстоценовых горных сооружений наследование древнейших глубинных разломных зон молодыми орогеническими процессами.

В отличие от сравнительно концентрированных в узких полосах других глубинных зон Большого Кавказа. Осевая глубинная разломная зона представляет собой целый пучок сближенных разломных зон шириной 35—50 км, а вместе с опоярющими и боковыми разломами ее ширина иногда достигает 65—80 км.

Как будет показано ниже, — это самая долгоживущая и, по-видимому, главная разломная зона Большого Кавказа.

Именно в пределах Осевой разломной зоны развиты древнейшие макерская и буульгенская серии метамагматогенных и метаседиментарных пород. Выше мы уже приводили аргументацию в пользу раннерифейского возраста пород макерской и буульгенской серий. По-видимому, представленные в этих сериях наиболее древние литологические геосинклинальные циклы вполне характерны в том отношении, что в низах их разрезов были развиты основные магматические породы, а верхние части разрезов сложены преимущественно осадочными отложениями.

Чрезвычайно важные наблюдения были сделаны Г. И. Барановым. Они сводятся к тому, что при обычно довольно спокойном и пологом залегании

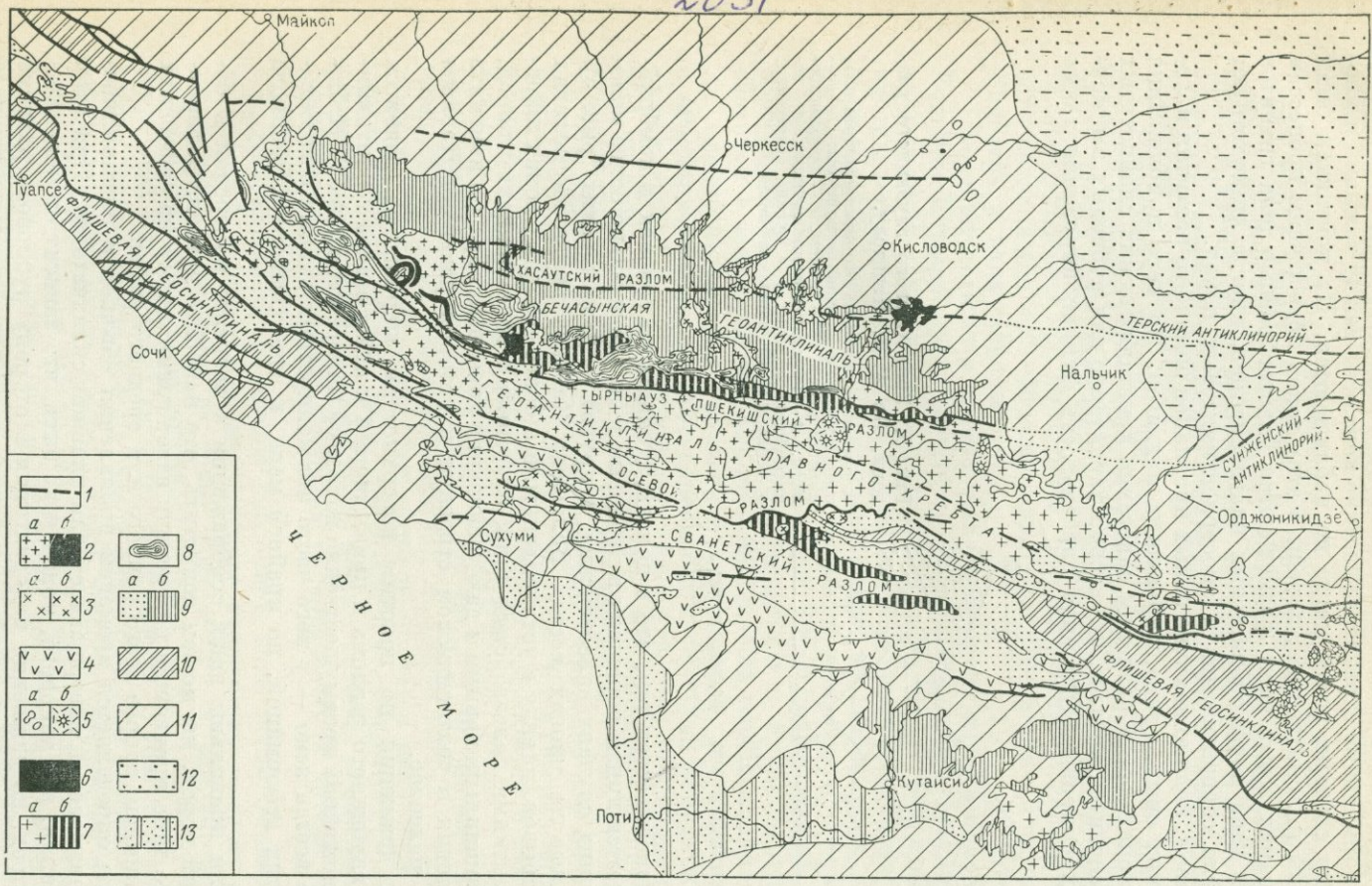


Рис. 4. Тектоническая схема Большого Кавказа.

1 — глубинные разломы. Рифейские и палеозойские тектоно-метаморфические и магматические комплексы: 2 — метаморфические (а) и магматические (б). Мезозойская и кайнозойская тектоно-магматические эпохи: 3 — метаморфические (а) и магматические (б) комплексы ранне-среднеюрской тектоно-магматической эпохи (интрузивные (а) и эффузивные (б) с вулканическими конусами). Структурные этажи: 4 — байосские порфириды периферии Закавказского срединного массива; 5 — магматические комплексы альпийской тектоно-магматической эпохи (интрузивные (а) и эффузивные (б) с вулканическими конусами). Структурные этажи: 6 — рифейский и каледонский структурных этажей; 6 — осадочно-вулканогенные образования варисидийского этажа без верхнего подэтажа; 8 — верхний подэтаж варисидийского этажа (верхнепалеозойские молассы); 9 — нижне-среднеюрский структурный этаж (а — складчатый, б — нескладчатый); 10 — альпийский структурный этаж, складчатый во флишевых толщах; 11 — альпийский структурный этаж; 12 — альпийские передовые прогибы; 13 — Закавказский срединный массив



древних метаморфических толщ, составляющих кристаллическое ядро Большого Кавказа, нормальные стратиграфические контакты между толщами и многими отдельными свитами почти нигде не наблюдаются. На контактах были обнаружены зоны милонитизации, породы в этих зонах подвержены процессам диафтореза, в самих зонах часто размещаются пластообразные тела гранитов и метасоматитов типа порфиробластовых плагиосланцев, иногда присутствуют линзовидные тела серпентинитов и апосерпентинитовых пород.

Таким образом, налицо наличие явных признаков широкого развития пологих тектонических срывов типа шарьяжных надвигов. По мере приближения к большим крутопадающим разломам залегание кристаллических сланцеватых пород также становится крутым, что весьма характерно для рубцовых зон корней шарьяжных покровов. Огромная длительность функционирования таких

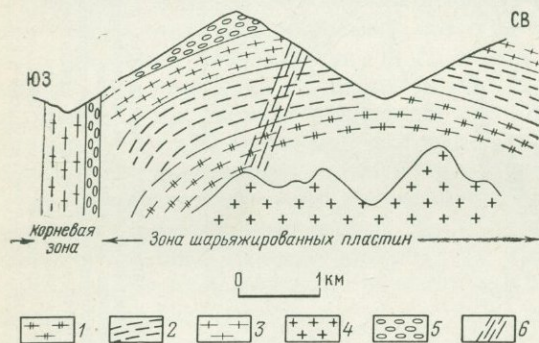


Рис. 5. Зона Осевого глубинного разлома. По А. В. Игнатову.

Корневая зона и зона шарьяжированных пластин Кургажин-Чатской структуры: 1—3 — нижний рифей (1 — гнейсы, 2 — ортоамфиболиты, 3 — кристаллические сланцы); 4 — вარიцкийские граниты; 5 — юрские отложения; 6 — кварц-полевошпатовые жилы

рубцовых зон доказываем тем, что в поясах, стоящих на головах докембрийских пород, имеются линзы попавших в рубцовые зоны значительно более молодых пород, в одних случаях палеозойских, в других — даже юрских (рис. 5).

Обнаруженные во многих местах Большого Кавказа признаки пологих тектонических срывов, наряду с установленными в более северных зонах шарьяжными перекрытиями палеозойских толщ пластинами докембрийских пород, являются принципиально новыми и дают основание коренным образом изменить наши представления о тектоническом строении и истории развития Кавказа в докембрии и палеозое.

О времени движения по пологим поверхностям шарьяжных надвигов в зоне Осевого глубинного разлома и примыкавшей к ней с севера геосинклинальной зоне, сложенной преимущественно породами макерской серии, Г. И. Баранов пишет не всегда ясно — у него часто нет конкретных данных о возможном возрасте этих деформаций, по крайней мере, в зоне Осевого глубинного разлома.

Однако, если правильны наши соображения о возрасте макерской и бульгенской серий пород, мы можем допустить, что наиболее древние деформации шарьяжного типа произошли ко времени завершения одного из рифейских тектонических циклов, скорее всего раннего или среднего рифея.

Такой вывод определяется временем проявления обычной в геосинклиналях фазы так называемой завершающей или главной складчатости. При этом складкообразования, как такового, может и не быть, что зависит от механических свойств пород, но движения пододвигания в сторону рубцового разлома по пологим поверхностям (шарьяжные надвиги) происходят в конце каждого полного тектоно-формационного цикла в эвгеосинклинальных зонах. Именно

такие условия, по нашей гипотезе, осуществились в зоне Осевого глубинного разлома и прилегающих геосинклиналях в конце раннего или среднего рифея.

Остановимся на возможном предположении, что макерская и буульгенская серии пород имеют не ранне- и среднерифейский возраст, а соответствуют верхнерифейскому, байкальскому тектоно-формационному циклу. Однако нам представляется это маловероятным, потому что в таком случае пришлось бы признать несостоятельными надежные данные о раннерифейском времени заложения системы Тетиса.

Ранее было показано, что Большой Кавказ, особенно его наиболее значительный Осевой разлом, располагается отнюдь не на самой северной периферии пояса Тетиса. Периферические разломы, разрушающие южный край древней Восточно-Европейской платформы, распространяются далеко на север от Осевого разлома (на 300—400 км), вплоть до Днепровско-Донецкого авлакогена, Донбасса и вала Карпинского.

Кажется логичным именно для периферических разломов, разрушающих Восточно-Европейскую платформу, принять позднерифейский, байкальский возраст, и то как одну из возможных гипотез, потому что единственный довод против того, что они могли также заложиться в раннем рифее заключается в значительно меньшей интенсивности всех периферических разломов. Довод, несомненно, существенный, но не имеющий решающего значения.

Резюмируя все сказанное, мы в отличие от представлений Г. И. Баранова, первоначально коррелировавшего макерскую и буульгенскую серии пород, развитых в зоне Осевого разлома и ближайшей геосинклинали, с литологически сходными свитами балканской и армовской, шаукольской, бечасынской и верхнекубанской, распространенными в северных периферических тектонических зонах Большого Кавказа, считаем, что эти последние свиты принадлежат уже не нижне-среднерифейскому формационно-тектоническому циклу, а представляют байкальский, верхнерифейский, цикл (1200—570 млн. лет).

Продолжая развивать нашу гипотезу, приведем еще один важный довод. В свое время еще Г. Штилле (1919 г.) показал, что в геосинклинальных областях происходит смещение возраста складчатых деформаций в направлении, поперечном к простиранию геосинклинальных поясов. Потом к этой проблеме возвращались многие исследователи, в том числе П. Фурмарье (1932 г.), Ван Бемелен (1956 г.), Д. Андрусов (1965 г.), Ж. Обуэн (1965 г.). При этом, как правило, тектоническая зона, осью которой является некоторый глубинный геосинклинальный разлом, после происшедших шарьяжных и складкообразовательных деформаций на длительный период времени теряет свою подвижность. Активные тектонические движения перемещаются в другие субпараллельные разломные зоны.

Действительно, в Осевой разломной зоне после раннесреднерифейских деформаций активное геосинклинальное накопление осадков, равно как и последующие шарьяжные сколовые деформации и складкообразование, либо не возобновлялись, либо возобновлялись в весьма скромных масштабах в течение трех последующих тектонических циклов, и только в четвертом, нижне-среднеюрском, цикле Осевой разлом опять оказался самым главным разломом, вдоль которого снова накапливались эвгеосинклинальные осадки.

Этот факт важен для аргументации в пользу нашей гипотезы о ранне-среднерифейском возрасте геосинклинальных образований Осевой разломной зоны и позднерифейском возрасте геосинклинальных образований в более северных тектонических зонах.

В позднеперифейское время в Осевой разломной зоне либо совсем не накапливались геосинклинальные отложения, либо они представлены мало мощной мамхурцевской свитой, описанной М. Л. Соминим (1971 г.). Нет признаков тектонической активности Осевой разломной зоны в каледонском цикле, а в варисцийском цикле сравнительно небольшой геосинклинальный прогиб на юге Осевой разломной зоны образуется в области современного Сванетского хребта (Славин, Сомин, Моргунов, 1962; Белов, Сомин, 1964; Адамия, 1968). Толща средне- и верхнепалеозойских и триасовых отложений представлена здесь дизской серией. Это довольно однообразная песчано-глинистая с линзами вулканогенных и карбонатных пород, формация мощностью в 3000—3500 м. В низах разреза известны кварц-плагиоклазовые и плагиоклазовые порфириты, альбитофиры и их пирокластолиты мощностью до 300—350 м. Возраст нижних горизонтов дизской серии (выше базиса обнаженной части разреза на 1000 м) на основании находок фауны среднедевонский, но поскольку ниже располагаются породы значительной мощности, не исключен и более древний их возраст.

Общая формационная характеристика дизской серии такова, что не позволяет отнести ее к разряду типичных эвгеосинклинальных формаций. Скорее, это был тектонически сравнительно спокойный прогиб со слабо проявленным магматизмом. Примечательно, что осадконакопление происходило в столь вялой тектонической обстановке, что варисцийские тектонические движения, такие значительные в северных зонах Большого Кавказа, оказались почти не ощутимыми в Сванетском прогибе. Это обстоятельство подкрепляет гипотезу о происшедшей после конца ниже-среднеперифейского тектоногенеза долговременной тектонической консолидации Осевой глубинной разломной зоны.

Заметим, что именно поэтому должно быть категорически отвергнуто предположение о якобы существовавшей на южном склоне высокогорной части Большого Кавказа (т. е. в принятой здесь классификации — в зоне Осевого глубинного разлома) некой геосинклинали с непрерывной седиментацией с докембрия до юрского времени включительно.

Это предположение возникло после опубликования наблюдений И. Штеклина в системе Эльбурса в Иране непрерывных докембрийских — палеозойских разрезов.

Полная фактическая неосновательность этих представлений в отношении Большого Кавказа очевидна, потому что нигде здесь не известны непрерывные разрезы такого объема. В качестве примера отметим взаимоотношения юрского разреза пород с триасом и палеозоем в Сванетской зоне (Адамия, 1968, с. 72—73). Здесь дизская серия всюду окаймляется базальными слоями лейаса с гравелитами и конгломератами, полимиктовыми песчаниками и глинистыми сланцами. Иногда гальки известняков содержат фораминиферы $C_3 - P_1$ (Белов и Сомин, 1964). Ш. А. Адамия смущает существующая во многих разрезах видимая параллельность и «непрерывность» разреза пород триаса и юры, и он допускает непрерывность осадконакопления, но с этим согласиться нельзя — просто к моменту юрской трансгрессии слои триаса не были смяты в складки.

Другая проблема, касающаяся мощных осадочных толщ среднего и верхнего палеозоя и триаса Сванетской зоны, связана с очень любопытным фактом — севернее Сванетского палеозойского и триасового прогиба и, по всей вероятности, южнее его в конце среднего палеозоя проявились сильнейшие региональный метаморфизм и гранитизация (Афанасьев, 1958, 1968; М. М. Рубинштейн, 1967 г.). Геологическими методами надежно установлено, что наиболее интенсивные процессы гранитизации в варисцийском цикле произошли после визейского века и в залегающих выше вестфальских отложениях (C_2^3 карбона

Донецкого бассейна) в больших количествах встречаются валуны и галька варисцийских гранитов (Робинсон, 1946). Известно, что магматогенные варисцийские граниты внедрялись в уже к тому времени регионально-метаморфизованные толщи кристаллических пород и процессы варисцийского регионального метаморфизма также развивались в период времени, соответствующий границе между нижним и средним карбоном.

Таким образом, в то время как в северных и, по-видимому, в южных тектонических зонах Большого Кавказа на очень больших площадях бурно развивались явления регионального метаморфизма и гранитизации, в узком глубоком Сванетском трогe происходило спокойное, возможно без значительных перерывов, накопление средне- и верхнепалеозойских отложений. Эти отложения не испытали сколько-нибудь значительного метаморфизма. Примеры сохранения неметаморфизованных толщ в узких грабенах геосинклинальных разломов в то время, когда в соседних геоантиклиналях и на боковых склонах грабенов геосинклиналей происходят интенсивные процессы регионального метаморфизма и гранитизации, будут рассмотрены и обсуждены ниже, при описании таких же явлений в северных тектонических зонах Большого Кавказа.

Сванетский трог нельзя отнести к настоящим эвгеосинклинальным образованиям, судя по формационному составу заполняющих его отложений. Он не сравним с типичной эвгеосинклинальной средне- и верхнепалеозойской Тырнауз-Шекишской разломной зоной на северном склоне Большого Кавказа. Следовательно, и в палеозое еще продолжалась относительная тектоническая консолидация Осевой глубинной разломной зоны.

С начала юрского времени на Большом Кавказе, особенно интенсивно в зоне Осевого разлома, начал формироваться новый геосинклинальный прогиб.

В. П. Ренгартен (1932, 1941) был одним из первых исследователей, правильно определивших палеотектоническую обстановку накопления начальных (и ранних) терригенных геосинклинальных формаций, представленных мощными малоизвестковистыми черными глинистыми сланцами, как это имеет место в нижней и средней юре Большого Кавказа. Примерно такая же палеотектоническая обстановка была свойственна начальным (и ранним) этапам накопления мощных терригенно-органогенных карбонатно-глинистых сланцев типа пятнистых или узловатых сланцев, характерных для Альп и ряда других мезозойских геосинклиналей Тетиса.

В. П. Ренгартен пришел к выводу, что образование глубокого геосинклинального прогиба, заполненного мощными терригенными или терригенно-органогенными толщами, не сопровождается формированием высокой суши в бортах прогиба. Действительно, преобладающая тонкозернистость и хорошая сортированность мощных юрских аргиллито-алевролитовых толщ, лишь иногда включающих линзы и небольшие пачки песчаников, а также их обогащение органическим веществом, по-видимому, за счет растительности заболоченных берегов на низких прибрежных равнинах вполне соответствуют представлениям В. П. Ренгартена.

Только два больших дельтовых шлейфа (конуса), образованных реками, впадавшими в юрскую геосинклинальную впадину с севера, в районе Кубани, и с северо-востока, в районе теперешнего бассейна Сулака и трех дагестанских Койсу (Панов, 1962; Фролов, 1965), несколько изменяют в этих вполне локальных районах формационный тип ниже- и среднеюрских отложений.

В целом очевидное отсутствие высокой суши как на севере, так и на юге в непосредственной близости от юрской геосинклинальной впадины Осевой разломной зоны дает основание для выводов большого теоретического значения.

Такая палеогеологическая обстановка позволяет отличать геосинклинальные трогги от рифтовых трогов. Для последних, как известно на примерах всех современных рифтов, характерно наличие высокой суши в бортах трогов. Отсюда вывод, что представления некоторых исследователей, считающих, что геосинклинальные трогги прошлого аналогичны современным рифтовым трогам и последние чуть ли не являются современными геосинклиналями на самых начальных этапах развития, должны быть отвергнуты. Эти представления ошибочны также и потому, что начальный магматизм геосинклинальных трогов в корне отличается по своему составу от магматизма современных трогов рифтовых зон.

В настоящее время доказано (Д. С. Белянкин, 1912 г.; Л. А. Варданянц, 1943 г.; Г. Д. Ажгирей, 1956 г.; Славин, 1958), что в зоне нижнеюрского Осевого геосинклинального прогиба одновременно с накоплением мощных черных сланцев в плинсбахский век широко развился подводный магматизм как в эффузивно-туфогенной формации диабаз-порфирит-спилитового состава, так и в форме интрузивных, субвулканических и дайковых внедрений. Последние продолжались в среднеюрское время.

Обычно многие исследователи указывают на скромные размеры юрской магматической деятельности. Это неверно, и такое мнение в значительной мере связано с трудной доступностью высоких водораздельных частей Главного Кавказского хребта, где находится основная масса обнажений юрских магматических пород. В действительности цепь юрских вулканических аппаратов протягивается на 800 км в обнаженной части Осевой глубинной зоны. Основные лавы и туфы в ряде мест переслаиваются фаунистически охарактеризованными горизонты плинсбахских глинистых сланцев.

Наряду с основной магмой (и совершенно ничтожными гипербазитовыми внедрениями невыясненного возраста среди юрских сланцев) в сравнительно редких тектонических узлах в осевой тектонической зоне внедрялись средние и кислые магмы и в таких местах формировались колчеданно-полиметаллические месторождения типа Фелизчай и Кызылдере. Точный геологический возраст этих месторождений пока служит предметом дискуссии. Если правильны структурно-тектонические исследования на Кызылдере, показавшие, что медно-полиметаллическое оруденение локализовалось после главной фазы складкообразования, возраст оруденения послераннебайосский, поскольку главная фаза складчатости, как будет показано, имеет именно этот возраст. Во всяком случае, все участки проявления в Осевой глубинной зоне средних и кислых магматических пород должны подвергаться самому тщательному опосредованному, потому что именно на этих площадях весьма возможно нахождение колчеданно-полиметаллических месторождений типа Фелизчай и Кызылдере.

В начале века Д. С. Белянкин (1912, 1914 гг.) выделил среди основных магматических пород в центральной полосе Осевой геосинклинальной зоны две разновидности, названные им диабазами колотанского и ассинского типов. Разделение это, чисто петрографическое, по-видимому, имеет геологический смысл.

Колотанский тип основных пород представляет типичные продукты спилитовой магмы, геологически более ранние. В их составе плагиоклазы обычно представлены альбитом № 5—10, сильно пренитизированным, тогда как пироксены, как правило, свежие. По-видимому, именно в отношении их может считаться доказанным плинсбахский возраст. Ассинские диабазовые и порфириновые дайки с основными плагиоклазами не относятся к спилитовой формации и можно предполагать их существенно более поздний, в частности ааленский, байосский или даже батский возраст.

Именно на Большом Кавказе (Ажгирей, 1960 г.) была впервые показана тесная связь спилитовых основных магм с определенными этапами развития геосинклинальных глубинных разломов. В связи с успехами изучения основных магматических пород в океанах совершенно отчетливо выяснилась полная независимость процессов натрового метасоматоза от контактов магм с морской водой (старая гипотеза А. Н. Заварицкого, 1961 г.). Явления натрового метасоматоза, очевидно, свойственны магме, из которой формировались спилиты, представляя процессы развития самого магматического очага. Эти же спилиты обычно бывают парагенетически связаны с магмами, образующими кератофировые формации пород. Характер связи пока неясен в деталях, тем более, что внедрения кератофировых магм чаще всего бывают позже образования спилитовых магм, а иногда кератофировые магмы связаны с совершенно самостоятельными очагами. Несмотря на эти оговорки и исключения, нахождение спилитов почти всегда представляет практический интерес в связи с обычным парагенезисом их с кератофирами; последние часто сопровождаются колчеданно-полиметаллическим оруденением. Отсюда вытекают прикладные выводы о перспективности на открытие колчеданных и полиметаллических руд в глубинных разломных зонах, с которыми связаны спилиты.

Возвращаясь к Большому Кавказу, отметим, что в нижней юре (может быть главным образом в плинсбахе) его Осевая геосинклинальная зона в широком понимании ее границ вместе с прилегающими геоантиклинальными блоками представляла настоящее эвгеосинклинальное образование с широко развитым основным, средним и отчасти кислым магматизмом. Заслуживает внимания факт одновременного развития основных, средних и кислых магм в плинсбахском веке. В то время как непосредственно в Осевой зоне образовались магмы диабаз-порфиритовой и спилитовой формаций, в геоантиклинальных, бортовых частях Осевой разломной зоны формировались кератофировые магмы. Эти явления были распространены в Садонском районе на севере и в бассейне р. Лапты на юге. И в том, и в другом районах породы древнего кристаллического основания оставались почти не прикрытыми осадками юрского моря в плинсбахе и на маломощные базальные горизонты юрского возраста извергались иногда в подводных, чаще в континентальных условиях лавы и туфогенные продукты кератофирового и кварц-кератофирового состава. Извержения были трещинного типа с образованием систем даек и, реже, штоков.

В обоих геоантиклинальных бортах Осевой геосинклинали плинсбахские кератофиры не несут существенного оруденения, хотя, по-видимому, не случайно с Садонским магматическим центром в дальнейшем, уже в конце среднеюрского времени, оказалось связанным полиметаллическое рудное поле.

В тоаре, аалене и байосе в тех или иных размерах, но уже значительно меньше, чем в плинсбахе, продолжалась магматическая деятельность во всей полосе Осевой разломной зоны. Магмы были преимущественно основные и средние и только в Балкарии в геоантиклинальном северном борту произошли также внедрения довольно значительных силлов ортофирового состава.

Определение времени смятия в складки мощных нижне- и среднеюрских толщ геосинклинали Большого Кавказа имеет важное теоретическое и практическое значение. В этом огромном по мощности (от 5 до 10 км) разрезе юрских отложений в Осевой тектонической зоне нет явных несогласий и крупных, регионально распространенных перерывов. Однако в некотором отдалении от оси геосинклинального прогиба на геоантиклинальных его склонах взаимоотношения между отдельными комплексами юрских пород довольно разнообразны.

Г. Д. Ажгирей (1948 г., 1950 г., 1968 г.) в Северной Осетии, в среднем течении р. Ардон установил дотоарские блоковые смещения, перекрытые трансгрессивно залегающими нижнетоарскими черными глинистыми сланцами и алевролитами.

В ряде мест установлены перерывы отложения осадков на границе аалена и нижнего байоса. По данным Ю. Я. Потапенко, В. Н. Безносова и др. (1968, с. 189), в междуречье Черка Балкарского и Чегема байосские отложения согласно залегают на аалене в осевых частях синклиналей и резко трансгрессивно с угловым несогласием на разновозрастных толщах нижней юры и древних породах основания на крыльях и в сводах антиклиналей.

Довольно много перерывов и явлений трансгрессивного залегания установлено в периферических тектонических зонах Большого Кавказа на границе нижнего и верхнего байоса (Безносов, Шелховский, 1968, с. 181, 184; Ростовцев, 1968, с. 20 и т. д.).

Вопрос о возрасте главной фазы геосинклинальной складчатости в нижне-среднеюрском прогибе Большого Кавказа наиболее надежно решается в Центральной части Большого Кавказа. Г. Д. Ажгирей (1963, 1968) на основании исследований в Горной Осетии пришел к выводу, что главная складчатость в Осевой тектонической зоне Большого Кавказа произошла либо в промежуток времени между концом аалена и началом байоса, либо, что вероятнее, между нижним и верхним байосом.

Складкообразование в Осевой тектонической зоне Большого Кавказа принадлежит к типу настоящего геосинклинального смятия в брахиформнолинейные складки, с размахом превышения замков антиклиналей (антиклинориев) над мульдами синклиналей (синклинориев) на 6—10 км. При таком огромном размахе, если бы главное среднеюрское складкообразование сопровождалось горообразованием, неизбежно возникли бы высокие хребты и глубокие межгорные впадины. Между тем формационная характеристика послескладчатых верхнебайосских отложений на Большом Кавказе практически не отличается от формационной характеристики ааленских и нижнебайосских, т. е. доскладчатых формаций. Отсюда неизбежен вывод, что среднеюрское складкообразование было типичным главным геосинклинальным складкообразованием, которое предшествовало горообразовательным процессам. В этом смысле (но не в терминологическом значении, применяемом Н. С. Шатским) среднеюрское геосинклинальное складкообразование в центральных осевых зонах Большого Кавказа было конседиментационным. При этом складки не выражались сколько-нибудь значительно в рельефе дна геосинклинального прогиба и только на геантиклинальных бортах, очень локально, происходил размыв вершин антиклинальных складок.

Рассмотрим главные аргументы в пользу среднеюрского (между нижним и верхним байосом) возраста главной складчатости в широкой полосе Осевой разломной глубинной зоны.

Первый аргумент, прямой, заключается в том, что вполне сформированная среднеюрская геосинклинальная складчатая структура «запечатывается» системами прямолинейных, практически не деформированных диабазовых даек (Ashgirei, 1963). Хотя имеются исследования, в которых утверждается, что возраст диабазовых даек байосский (М. А. Беридзе, 1964 г.), а в центральных зонах Главного хребта Большого Кавказа диабазовые дайки обычно не пересекают породы, моложе ааленских, этот аргумент, будучи взят отдельно от других, недостаточен.

Второй аргумент, косвенный, но очень важный, представляет открытие

в Горной Осетии среднеюрских гранитоидов, которые вполне закономерно заключают этап главного геосинклинального складкообразования. Первоначально речь шла о штоке диоритов в долине р. Цей в Садонском районе. Определения абсолютного возраста, выполненные аргоновым методом, дали цифры 140—160 млн. лет (З. В. Студеникова).

Существенно, что недеформированные складкообразующими движениями диабазовые дайки пересекают цейские диоритовые штоки. Весьма важны дальнейшие исследования в участках, прилегающих к цейским диоритам, на Буронском рудном поле (Л. И. Яковлев и др.) и в Садоно-Фаснальском гранитном массиве (С. Ф. Чернопятков, В. М. Кравченко). Эти исследования не оставили сомнений в том, что с верхнебайосскими или батскими гранитоидами следует парагенетически связывать полиметаллическое оруденение Садонского района. Нашими исследованиями на Садонском рудном поле установлен последовательный возраст полиметаллического оруденения. Рудные полиметаллические тела в штольне № 10 и других участках месторождения пересекают сформированные ранее складки базальных конгломератов юрской рудовмещающей толщи. Таким образом, нижний возрастной предел складкообразования синкинематических гранитоидов и парагенетически связанного с ними оруденения определяется как байосский.

Третья группа аргументов определяет верхний возрастной предел складкообразования как добатский. Сюда относится, во-первых, изменение палеотектонической обстановки в батском веке, который характеризовался на Большом Кавказе прекращением отложения раннегеосинклинальных терригенных формаций. Во-вторых, отчетливой эмерсией (зачаточной формой горообразования, в данном случае — С. Бубнов, 1960 г.), которая в начале поздней юры сменилась обширной морской трансгрессией, сопровождавшейся значительной абразией батского эмбрионального орогенного сооружения Большого Кавказа. Таким образом, начало батского этапа развития Большого Кавказа оставляет далеко позади верхнюю границу возраста главной геосинклинальной складчатости.

На основании всех вышеперечисленных фактов мы должны прийти к следующим выводам. Во-первых, главное геосинклинальное складкообразование на Большом Кавказе происходило весьма быстро, почти мгновенно в масштабах геологического времени. Этот вывод не нов, именно к такому заключению о чрезвычайной быстротечности геосинклинальной складчатости в свое время пришел Г. Штилле (1924 г.), за что был неосновательно назван «неокатастрофистом» (Н. С. Шатский, 1937 г.). В этом споре оба исследователя оказались правы. Г. Штилле в отношении типичной геосинклинальной складчатости, а Н. С. Шатский в отношении складчатости переходных к платформам зон.

Во-вторых, в тот же короткий интервал времени, между ааленом и началом бата, возможно в верхнем байосе, произошли интрузии синкинематических гранитоидов, с которыми парагенетически связано полиметаллическое оруденение Садоно-Фаснальского рудного района, протягивающегося в кавказском направлении более чем на 75 км. В какой-то момент после главной складчатости и после внедрения синкинематических гранитов очень близко к оруденению (но пока неясно, до или после рудообразования) произошло «запечатывание» всей складчатой структуры системами прямолинейных даек диабазов, которые пересекают без всяких признаков последующих деформаций как складки, так и гранитоидные интрузии.

Среднеюрское главное складкообразование в нижне-среднеюрский тектонический цикл геосинклинали Большого Кавказа, как и всякое главное

геосинклинальное складкообразование, вызвано явлениями пододвигания пород фундамента в сторону центральной глубинной разломной зоны — в данном случае Осевого разлома.

Первые указания на факты пододвигания фундамента в северном борту геосинклинали с движениями в южном направлении и образованием небольших шарьяжей, фронтальные части которых обращены к северу, были получены в районе Згида в Северной Осетии (Г. Д. Ажгирей, Г. М. Ефремов, 1950 г.; Ажгирей, 1968) *. Позднее работники специальной экспедиции СКГУ обнаружили также шарьяжи в районе р. Цей, и Д. И. Панов считает вероятным шарьированное положение юрских сланцевых толщ в урочище Думала в Кабардино-Балкарии. Там же, на Танадонском рудном поле, в гранитоидах известны системы весьма пологих сколовых трещин такого же типа. Весьма вероятно шарьированное положение всего магматического массива Чаухи в Казбекском районе. Залегание этого блока пород плинсбахского возраста на тоарских сланцах Бежитинской депрессии иначе трудно объяснить.

Таким образом, в нижней и средней юре Большой Кавказ в широкой полосе Осевого глубинного разлома испытал полный тектонический цикл геосинклинального развития от начального прогибания геосинклинали, сопровождавшегося типичным начальным магматизмом, через этап главной геосинклинальной складчатости и внедрения синорогенных или посторогенных интрузий (в Садоно-Фиагонском районе), до этапа эмбрионального орогенеза в батском веке.

Теоретически представляет большой интерес тот факт, что нижне-среднеюрский тектоно-магматический цикл на Большом Кавказе был быстротечным (примерно 40—60 млн. лет), тогда как, например, каледонский цикл обычно развивался от ордовика (первые проявления спилитового магматизма) до начала девона включительно, т. е. 100—120 млн. лет; варисцидский цикл на Большом Кавказе развивался от живета, а может быть даже от силура до визе, т. е. 70—100 млн. лет. К этой цифре надо прибавить несколько десятков миллионов лет, в течение которых происходили орогенические деформации.

Впрочем, есть и в других местах примеры быстротечных полных тектоно-магматических циклов. Например, особенно хорошо задокументированный в Скалистых горах США тектоно-магматический цикл, развивавшийся в течение 60 млн. лет, от палеоцена до постплиоцена, включая орогеническое поднятие.

После завершения батских эмбриональных орогенических движений широкая полоса Осевой разломной зоны подверглась орогенной складчатости (складки фундамента по Э. Аргану) в неогене и плейстоцене. Тогда же произошли блоковые движения по старым и, возможно, некоторым вновь образованным разломам. Пока остается невыясненным геологический возраст так называемого Главного надвига Большого Кавказа, во многих местах совпадающего с современными наиболее высокими хребтами, местами являющимися водораздельными. Есть указания, что Главный надвиг вмещает среднеюрские сложные по составу, но преимущественно образованные гранитоидами небольшие интрузивные штоки, например Эцерскую интрузию. Вопрос о возрасте интрузивных штоков Главного надвига, к которым приурочены разнообразные месторождения редких и малых металлов, дискуссионен. Определения аргоновым

* Работами геофизиков УДН, Б. Я. Кудымова и О. В. Макаровского в 1973—1974 гг. несколько западнее Згида были установлены шарьяжные пластины гранитов, под которые пододвинуты юрские сланцы.

методом абсолютного возраста интрузий, использующих Главный надвиг и «запечатывающих» его, дают цифры порядка 100 млн. лет. Таким образом, надвиг, по этим данным, прекратил свое активное развитие в середине мелового периода. С другой стороны, в Сванетии, непосредственно западнее г. Местия, Главный надвиг перекрывает флишевый трог, заполненный меловыми породами и оформившийся в конце палеогена как тектонический грабен в его современном виде. Поэтому возраст Главного надвига вряд ли древнее неогена.

Ненадежность определений абсолютного возраста интрузий в малых штоках, прорывающих Главный надвиг, вполне вероятна. Известно, что «абсолютный возраст» Минераловодских интрузивных штоков завышен по крайней мере в два раза. Э. К. Герлинг объясняет происхождение ошибок тем, что магма, образовавшая штоки, обогащена радиогенным аргоном в процессе ее подъема через древние породы кристаллического основания.

ТЫРНЫАУЗ-ПШЕКИШСКАЯ РАЗЛОМНАЯ ЗОНА

К северу от Осевой глубинной разломной зоны располагается несколько субпараллельных геосинклинальных разломных зон, разделенных геоантиклинальными поднятиями. Выше было обосновано предположение, что эти разломные зоны, равно как и вся северная периферическая часть Большого Кавказа, образовали геосинклинальный мобильный пояс за счет разрушения юго-восточной части Русской платформы в начале байкальского тектоно-магматического этапа, т. е. 1000 млн. лет тому назад. Некоторые дополнительные доводы в пользу таких представлений приведены ниже.

Разломная зона, названная Тырнауз-Пшекишской (Г. Д. Ажгирей, 1960 г.), располагается в 25—50 км к северо-северо-востоку от Осевой разломной зоны. В пределах центральной части Большого Кавказа, в коренных обнажениях пород древнего фундамента, Тырнауз-Пшекишская зона прослеживается на 300 км. В этой части она давно уже выделялась П. И. Лебедевым, С. С. Кузнецовым, Г. Д. Афанасьевым и другими исследователями, по геоморфологическим признакам как зона продольных депрессий и отчасти соседствующая с ней на севере зона Передового хребта.

Совпадение с древними, очень крупными геосинклинальными глубинными разломами продольных депрессий, орографически выраженных в современном рельефе горных сооружений, широко установлено во всем мире. Примеры описаны в Скалистых горах Северной Америки (Roeder, 1969 г.), в Центральной варисийской Европе (A. Watznauer), в Андах, на Суматре и во многих других местах.

Восточное продолжение Тырнауз-Пшекишской зоны было предположено Е. Е. Милановским (Милановский, Хаин, 1963) под Сунженским антиклинорием. Около г. Грозного с этой зоной связан неогеновый вулканический центр.

Г. Д. Ажгирей (1964) предполагает дальнейшее, на юго-восток, продолжение Тырнауз-Пшекишской разломной зоны в Дагестан, где с ней связана целая цепь небольших антиклинальных структур нефтяных месторождений. Еще дальше, пересекая почти вкрест современный Кавказский хребет, разломная зона выходит на геофизическую Кюрдмирскую перемычку (И. М. Губкин, 1937 г.), в район Шемахи, являясь сейсмичной контролирующей линией.

В западном направлении из ядра древних коренных пород Большого Кавказа, Тырнауз-Пшекишская разломная зона также протягивается далеко за пределы непосредственно наблюдаемых выходов. С. Л. Бызова (устное сообщение) при картировании Белореченской территории в 1959—1960 гг. установила

резкое отклонение одной из ветвей Тырнауз-Пшекишского разлома к северо-западу в направлении Апшеронской ступени, Выселковского разлома, Бейсугского разлома и Каневского вала, представляющих нефтегазоносные структуры.

Г. Д. Ажгирей (1960 г.) считает весьма вероятной связь Бейсугско-Апшеронской дугообразной разломной зоны с Тырнауз-Пшекишским разломом. Общая длина Тырнауз-Пшекишской зоны в таком случае составит около 1200 км.

Образуя последовательно цепь дугообразных тектонических структур, Тырнауз-Пшекишская разломная зона на юго-востоке приобретает секущее положение по отношению к мезозойским и кайнозойским разломным — Осевой и Флишевой — зонам южной половины Большого Кавказа, а на северо-западе целиком переходит в пределы Скифской плиты.

Такие локальные нарушения параллельности, свойственные системам геосинклинальных разломных зон, не могут дискредитировать общую концепцию о субпараллельных разломах, определяющих структуру (каркас) геосинклинальных областей.

Каждая из дуг Тырнауз-Пшекишской разломной зоны имеет, хотя бы в частности, свои особые этапы развития. Рассмотрим последовательно дуги Тырнауз-Пшекишской зоны в направлении с запада на восток.

Бейсугско-Апшеронская дуга протягивается на 350 км от Каневского вала на северо-западе до Апшеронской ступени на юге. Эта тектоническая структура долгое время не выделялась, да и сейчас многими не выделяется из состава Скифской платформы.

Бейсугско-Апшеронской (первоначальное неточное название Ейско-Березанская) разломной дугой ее предложили называть только после того, как возникло представление о структуре как системе грабен-синклинорий в теле Скифской платформы, заполненных триасовыми и юрским отложениями. Были открыты и фаунистически доказаны мощные средне- и верхнетриасовые отложения (В. Л. Егоян, Б. А. Ермаков, К. И. Кийко, 1961 г.; Г. М. Аладатов и др., 1962 г.).

Триасовые тектонические движения на Скифской платформе проявились также в системе кулисных разломов — Кума-Мангычском и Мангышлакском.

Собственно Тырнауз-Пшекишская разломная зона протягивается от сел. Пшекиш, в бассейне р. Белой на западе, через г. Тырнауз до г. Грозного на восток приблизительно на 500 км, из них непосредственно обнажено 300 км, тогда как восточнее разломная зона образует корни Сунженского антиклинория, будучи глубоко погребена под чехлом мезозойских и кайнозойских отложений.

Предыстория Тырнауз-Пшекишской разломной зоны неизвестна. Можно только предполагать, что в рифее с Тырнауз-Пшекишской зоной приблизительно совпадала система разломов, давших начало геосинклинальному прогибу, в котором отложились магматогенно-осадочные образования балканской свиты и осадочные отложения армовской свиты (Самохин, 1962).

В современном доступном наблюдениям виде Тырнауз-Пшекишская разломная зона представляет собой большой грабен-синклинорий (рис. 6). Всюду, где выходят нижние горизонты заполняющих его палеозойских отложений, последние представлены силурийскими, эйфельскими и живетскими образованиями (Кропачев, 1963; Круть и др., 1963; Вихтер, 1968). В бассейне Большой и Малой Лабы Б. Я. Вихтер при детальном картировании показал отчетливое несогласное залегание девонских образований на метаморфических толщах

нижнего палеозоя или протерозоя. Это несогласие, как предполагают, не стратиграфическое, а тектоническое.

В целом главная особенность собственно Тырнауз-Пшекишской разломной зоны — энергичное прогибание и накопление геосинклинальных осадочных и вулканогенных толщ в течение (силура?) девона и нижнего карбона, а затем молассовых средне- и грубообломочных толщ в среднем и верхнем карбоне, значительный отрезок времени в перми и, возможно, отчасти в триасе. Таким образом, главные седиментационные магматические, регионально-метаморфические и дислокационные процессы после рифея происходили в варисцйскую

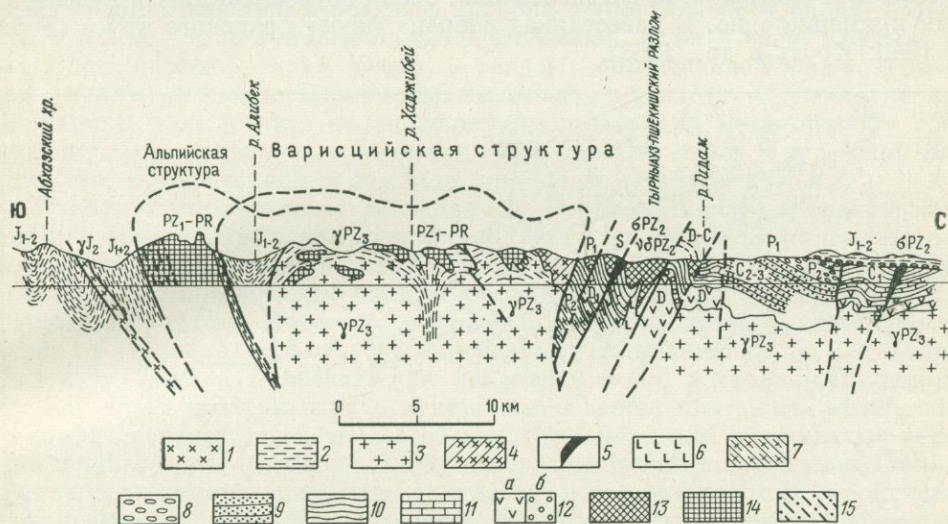


Рис. 6. Профиль через Тырнауз-Пшекишскую зону по Тебердинскому пересечению. По материалам Г. Д. Ажгирея, Г. Д. Афанасьева, А. М. Демина, С. М. Кропачева, В. Н. Робинсона.

1 — юрские граниты; 2 — юрские аспидные сланцы и базальные конгломераты; 3 — верхнепалеозойские граниты; 4 — гранодиориты, регенерированные в верхнем палеозое; 5 — ультрабазиты; 6 — габброиды, средний палеозой; 7 — метаморфические сланцы, палеозой; 8 — конгломераты и песчаники, пермь; 9 — угленосные терригенные отложения, верхний и средний карбон; 10 — сланцы, нижний карбон; 11 — гидамские известняки, фамен — турне; 12 — девон (а — вулканогенные породы, б — конгломераты); 13 — граптолитовые сланцы, силур; 14 — метаморфические и кристаллические сланцы, нижний палеозой — протерозой; 15 — дайки диабазов

тектоническую эпоху, чем Тырнауз-Пшекишская зона отличается от соседней на севере, рифейской и каледонской Хасаутской зоны и от докембрийской и раннемезозойской Осевой разломной зоны.

Среднепалеозойские породы, заполняющие Тырнауз-Пшекишскую разломную зону, имеют типичную эвгеосинклинальную формационную характеристику. Мощная (более 1500 м) раннегеосинклинальная толща черных глинистых (аспидных) сланцев, вмещающая (например, по р. Уруп) межпластовые интрузии плагиоклазовых порфиринов и фельзитов мощностью от 5 до 200 м, начинает разрез.

Выше залегает живетский и франский вулканогенный комплекс мощностью до 4000 м, в нижней части составленный главным образом эффузивами, в верхней части вулканогенно-обломочными и терригенными породами.

Эффузивы нижней толщи мощностью иногда более 1500 м представлены порфиритами и порфиритоидами, диабазами, спилитами и вариолитами, кварцевыми альбитофирами, туфами и яшмами. В низах преобладают лавы

основного и среднего состава, в верхах наблюдается частая перемежаемость различных по кислотности лав с пирокластами и осадочными породами.

Верхняя, вулканогенная обломочная и терригенная толща вулканогенного комплекса мощностью до 2500 м генетически связана с нижележащими эффузивами. Главную роль в ее строении играют разнообразные по составу туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты и специфические туфогенные породы, содержащие гальку плагиогранитов. В верхах толщи описаны крупные глыбы известняков, которые, как считают (Круть и др., 1963), в значительной части представляют биогермы, и, следовательно, время образования их и вмещающей толщи примерно одно. В известняках собрана фауна франского яруса (Робинсон, 1946; Круть и др., 1963).

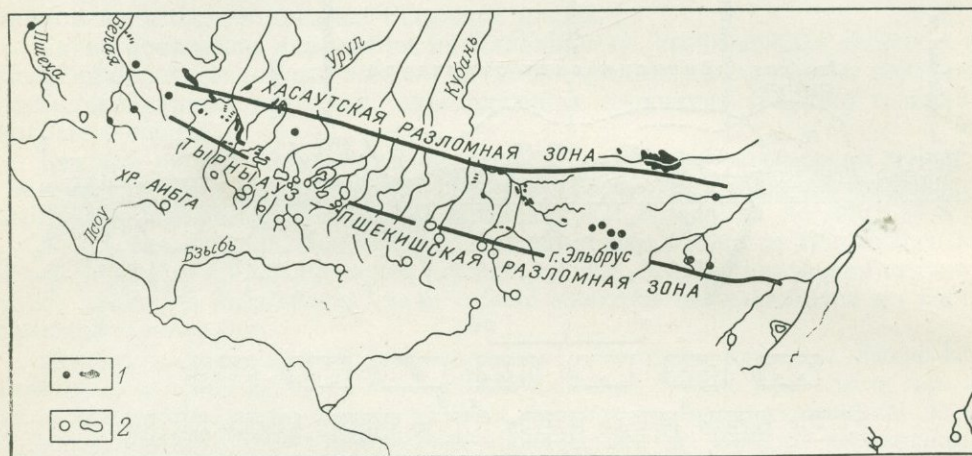


Рис. 7. Размещение ультрабазитовых интрузий на Большом Кавказе.

1 — безглиноземные ультрабазиты; 2 — ультрабазиты габбро-пироксенит-дунитовой формации

Среднепалеозойский разрез отложений в Тырнауз-Пшекишской зоне венчается пестроцветными песчаниками, глинистыми сланцами и известняками общей мощностью до 500 м с фауной фаменского, этренского и турнейского ярусов.

Следует отметить как важную особенность некоторых участков Тырнауз-Пшекишской зоны — пересечение среднепалеозойского вулканогенно-терригенного комплекса пород малыми интрузиями кислого и среднего состава. Они особенно широко развиты в районах рудных полей Тырнауза (А. В. Пэк, 1962 г.) и Кызылкольского или Худесского месторождения (Н. С. Скрипченко, 1966 г.) и, по-видимому, с ними связаны разнообразные рудные месторождения.

В отличие от Хасаутской разломной зоны, с которой в нижнем палеозое (или рифее) были связаны интрузии ультраосновной безглиноземной магмы, в Тырнауз-Пшекишской зоне распространены комплексы интрузий габбро-пироксенит-дунитовой формации с серпентинитами, характеризующимися высоким содержанием Al_2O_3 — до 7,6%, а также тоналиты, натровые граниты и аляскиты, объединяемые Г. Д. Афанасьевым (1958, 1968) в уруштенский комплекс (рис. 7).

Точный геологический возраст пород габбро-пироксенит-дунитовой формации является предметом дискуссий, что же касается тоналитов, натровых

гранитов и аляскитов, по-видимому, немного более молодых, как обычно бывает в таких комплексах, то для них имеется много определений абсолютного возраста аргоновым методом. Среди них преобладают значения от 350 до 385 млн. лет (Афанасьев и др., 1968). Вряд ли можно сомневаться, что большинство пород, из которых были взяты пробы, «омоложено» последующим верхнепалеозойским региональным метаморфизмом. Поэтому есть основания считать возраст пород интрузивного уруштенского комплекса среднедевонским, т. е. синхронным эффузивным проявлениям, вместе образующим вулканоплутонический комплекс.

На границе нижнего и среднего карбона широкая полоса пород, расположенная между Тырнауз-Пшекишской разломной зоной и зоной Осевого разлома (блок шириной около 40 км), а также в определенной части, и полоса пород, примыкающая к Тырнауз-Пшекишскому разлому с севера, не меньшей ширины, подверглись сильнейшему региональному метаморфизму и гранитизации. Эта тектоно-магматическая фаза сопоставляется с судетской фазой Г. Штилле, приуроченной к границе раннего и среднего карбона.

В связи с интенсивным региональным метаморфизмом и гранитизацией судетской фазы в Тырнауз-Пшекишской разломной зоне, так же как и в большинстве других геосинклинальных разломных зон во всем мире, мы наблюдаем то же явление, которое уже описали в Сванетской зоне Осевого разлома. Ни процессы регионального метаморфизма, ни процессы гранитизации непосредственно в геосинклинальную разломную зону не проникают (Г. Д. Ажгирей, 1974 г.). В Тырнауз-Пшекишской разломной зоне, в грабен-синклинориях ее осевой части и оперяющих структур наблюдается ничтожная региональная метаморфизованность среднепалеозойских вулканогенных и осадочных образований мощностью 5—6 тыс. м. Породы, образующие бока грабенсинклинориев, представлены кристаллическими сланцами, метасоматическими и магматическими гранитами, абсолютный геологический возраст которых, определенный аргоновым методом, в среднем составляет 280 млн. лет.

По геологическим данным, указывающим на возраст регионального метаморфизма и гранитизации в виле — намюре или в самом начале среднего карбона, цифры абсолютного возраста кристаллических сланцев и гранитоидов должны были бы быть около 300—320 млн. лет. «Омоложение» связано с наложенными процессами метаморфизма последующих фаз варисидийского тектогенеза и со второй волной регионального метаморфизма, имевшей место на Большом Кавказе в байос-батское время, около 150 млн. лет тому назад.

Для объяснения отсутствия регионального метаморфизма в породах, заполняющих грабен-синклинории геосинклинальных разломных зон, предлагается гипотеза «опрокинутой крыши». Здесь мы подробнее рассмотрим ее обоснование ввиду принципиальной важности объясняемых ею особенностей строения многих геосинклинальных впадин во всем мире. Как выяснилось, во время экскурсий XXIV Международного геологического конгресса в 1972 г., при ознакомлении с архейскими грабен-синклинориями геосинклинальных зон в Канаде, в киватинском древнем ядре провинции Онтарио, гипотеза применима не только к фанерозойским, но также и докембрийским геосинклиналям, включая архейские.

Гипотеза органически вытекает из представлений о механизме деформаций, образующих шарьяжные тектонические структуры и складчатость, в связи с «всасыванием» и пододвиганием пород фундамента к центру разломных зон.

Возникающая при деформации «всасывания» система сколовых поверхностей, сравнительно полого падающих к оси разломной зоны, образует подобие

опрокинутой крыши, многократно повторенной параллельными поверхностями скола. Именно эта система сколов отводит в сторону от центральной части геосинклинального грабен-синклинория флюиды и тепловой поток, вызывающие сначала региональный метаморфизм, а затем метасоматическую гранитизацию пород в периферических блоках, составляющих борта геосинклинальных грабен-синклинориев. Во всех случаях выясняется, что региональный метаморфизм и гранитизация значительно моложе (часто на сотню и более миллионов лет), чем возраст пород, заполняющих осевую часть геосинклинальной впадины. Поскольку породы в бортах грабен-синклинориев и на соседних геоантиклиналях часто до неузнаваемости метаморфизованы и гранитизированы, первоначальный их состав и возраст остаются в большинстве случаев неизвестными.

Уместно сделать замечание по поводу термина «геоантиклиналь», который мы привыкли применять в отношении тектонических блоков, заключенных между собственно геосинклинальными впадинами.

По Н. С. Шатскому (1946 г.), геоантиклиналей — положительный аналог геосинклиналей линейной или изометрической формы. Для геоантиклиналей характерны карбонатные и эффузивные формации, значительно меньшая мощность слагающих пород, чем в соседних геосинклиналях, и наличие многочисленных перемыслов и несогласий.

В этом определении много неточностей и нет принципиально важных положений, без которых определение не может считаться удовлетворительным. Во-первых, геоантиклиналь не является аналогом геосинклинали. Геосинклиналь — активно развивающаяся впадина, тогда как геоантиклиналь — тектонически более устойчивый блок пород, отстающий в своих движениях, и знак этих движений может быть различным, хотя преобладающим является тоже опускание. Настоящая, характерная геосинклинальная впадина всегда линейна, линейно вытянуты также геоантиклинальные блоки, заключенные между геосинклиналями. Для геоантиклиналей характерны любые, частью разновозрастные с геосинклинальными, формации, но мощности последних обычно уменьшаются по периферии геосинклинальных впадин и характерны многочисленные перерывы, возможны местные несогласия.

Однако самое главное в определении не подчеркнуто, а именно, что геоантиклинальный блок в большей своей части сложен породами, более древними, в которых заложилась геосинклинальные впадины или грабен-синклинории.

Современная сводка по кристаллическим породам Большого Кавказа принадлежит М. Л. Сомину (1971). Фактический материал сводки представляет большую ценность, но методологические основы выводов автора вызывают возражения. Автор сводки приходит к выводу о структурном единстве всего метаморфического (кристаллического А. Г.) комплекса Главного хребта и в связи с этим — о палеозойском возрасте его древнейших пород. Эта точка зрения ранее была выражена Ш. А. Адамия (1968).

Иными словами говоря, по представлениям упомянутых исследователей, среди мощного комплекса кристаллических пород, развитых в геоантиклинальном блоке, расположенном между Осевой и Тырныауз-Пшекишской разломными зонами нет существенных несогласий, и осадконакопление толщ мощностью более 6000 м на всей территории происходило как «сквозной» процесс, по выражению М. Л. Сомина.

В свете мирового опыта исследования значительно метаморфизованных толщ это заключение не выдерживает критики. Достаточно сослаться на хорошо изученный пример в Аппалачах (Hall, 1968). Там, в штате Нью-Йорк, на территории Манхэттен-Пронг развиты три серии пород: докембрийская, кембро-

раннеордовикская и среднеордовикская, — все три разделены крупными угловыми несогласиями, а нижняя серия, кроме того, была первоначально смята в изоклинальные складки (рис. 8). Несмотря на такие различия, на геологической карте и профилях через описанный район усматривается «структурное единство» всех комплексов. Причиной такого кажущегося единства является очень большая интенсивность заключительной фазы складкообразования, в результате которой первоначальные несогласия и даже крупнейшие ранние фазы складчатости оказались практически нераспознаваемыми. Мы совершенно уверены, что обычно наблюдаемое в древнем кристаллическом ядре геоантиклинали Большого Кавказа почти горизонтальное залегание рассланцованных метаморфических пород в большинстве случаев не отражает действительного первичного залегания метаморфических и осадочных толщ и является результатом последующих деформаций, сопровождавшихся перекристаллизацией и метаморфической дифференциацией вещества, по системам почти горизонтальных сколовых (шарьяжных) нарушений.

Поэтому мы решительно отвергаем, как недоказанный, вывод Ш. А. Адамия и М. Л. Сомина о «сквозном» развитии осадконакопления толщ, впоследствии превращенных в серии кристаллических и метаморфических пород на Большом Кавказе.

Возникает вопрос, все ли кристаллические толщи, в которых заложены Осевая и Тырнауз-Пшекишская разломные зоны, имеют древний докембрийский возраст.

Надо признать, что вполне возможно существование среди пород главного кристаллического ядра геоантиклинали Большого Кавказа, в блоке шириной 30—40 км, между Осевой и Тырнауз-Пшекишской разломными зонами, кроме древних докембрийских, также нижнепалеозойских и полностью или значительно метаморфизованных среднепалеозойских толщ, одновозрастных с неметаморфизованными толщами, заполняющими грабен-синклиорий Тырнауз-Пшекишской разломной зоны.

О. Ш. Надарейшвили допускает присутствие каледонских метасоматических и магматических гранитоидов и их более основных разновидностей. Гипотеза О. Ш. Надарейшвили весьма вероятна в свете новых данных определения абсолютного возраста ортогнейсов Бескесского массива по р. Мощевой (455 млн. лет; Афанасьев и др., 1968).

Необходимо для возрастного расчленения этих толщ применить новые методы исследования, в том числе очень перспективный изохронный стронциево-рубидиевый метод, а также изучение акцессорных минералов, в частности цирконов, как это начал делать Н. И. Соустов (1941 г.) в районе Теберды.

При этом следует помнить, что нам не известна фактическая граница южного борта Тырнауз-Пшекишской зоны. Наблюдаемый здесь в настоящее время круто падающий, почти вертикальный, «бортовой» разлом в его современной форме представляет позднейшее образование. Он окончательно сформировался при движениях большой амплитуды, происшедших в конце позднего палеозоя — в начале триаса, а затем повторившихся позднее, в юрское время. Об этом свидетельствуют большие пакеты (мощностью до 1000 м и более) верхнепалеозойских и триасовых моласс, например, на перевале Эпчик и в районе Архыза. Такие же мощные пакеты кристаллических сланцев неизвестного происхождения зажаты вдоль «бортового» разлома между гранитами, с одной стороны, и неметаморфизованными среднепалеозойскими породами, с другой стороны. Наконец, не менее мощные пакеты юрских сланцев находятся в таком же положении. Все эти факты с несомненностью свидетельствуют о больших

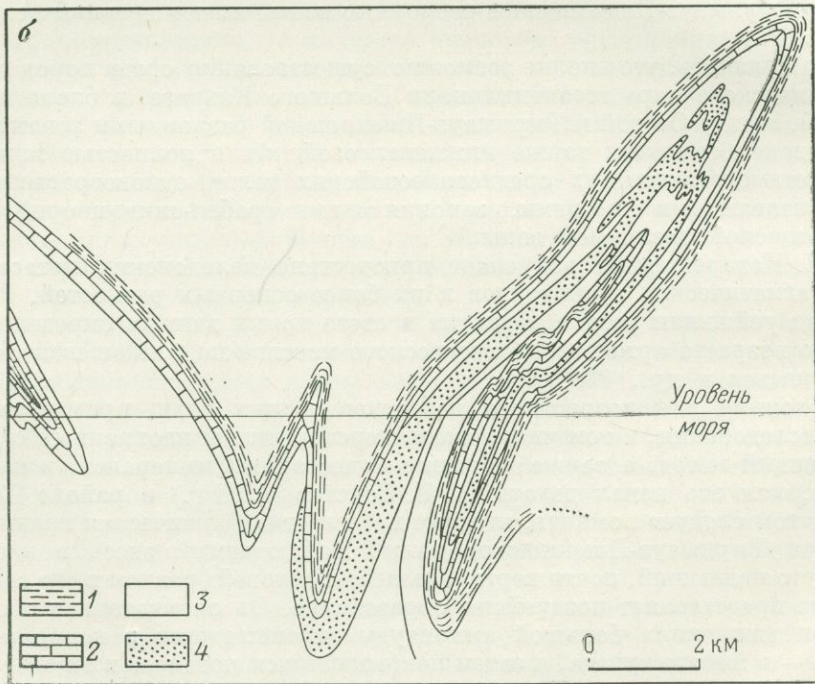
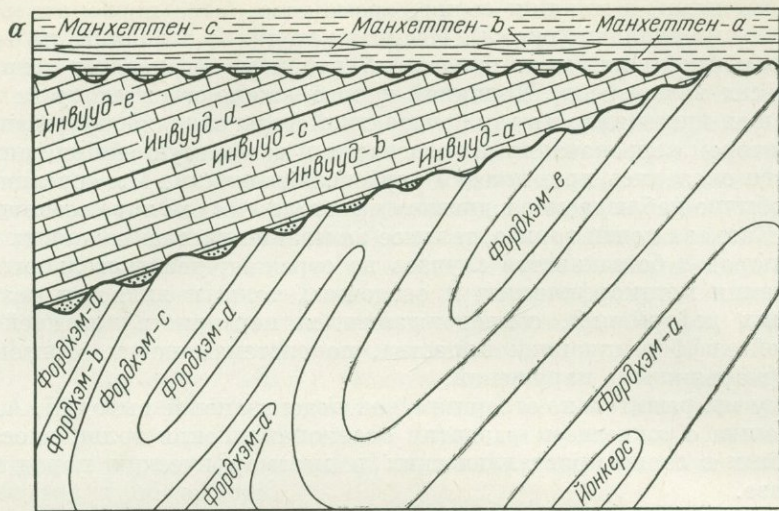


Рис. 8. Тектоно-стратиграфическая схема (а) и геологический профиль (б) района Вайт-Плейн Манхеттен-Пронга в Аппалачах. По Л. М. Хэллу.
 1 — кристаллические сланцы Манхеттен (O₂); 2 — мраморы Инвуд O₁ — E; 3 — гнейсы Фордхэм; 4 — гнейсы Йонкерс P E

поздних перемещениях вдоль вертикального южного «бортового» разлома Тырнауз-Пшекишской разломной зоны. Сбросы и направленные сдвиги, судя по оперяющей системе блоков среднепалеозойских пород, происходили, по-видимому, в среднем палеозое. Поэтому к югу от «бортового» разлома, равно как и севернее всей разломной зоны, вполне можно ожидать присутствие метаморфизованных пород среднепалеозойского возраста, приуроченных к склонам прилегающих геоантиклиналей.

Еще один принципиально важный вопрос привлекает нас в связи с обсуждением геологического строения и истории развития геоантиклинального блока кристаллических пород, заключенного между Осевой и Тырнауз-Пшекишской зонами. Интересные петроструктурные исследования А. М. Демина (1960) в Тебердинском пересечении (см. рис. 6) выявили куполовидную форму многих гранитоидных тел, по-видимому, варисцийского возраста, а позднее были найдены в глубоких врезках долин Теберды и Аксауга донные части куполовидных гранитоидов, сложенные кристаллическими сланцами.

Таким образом, на Большом Кавказе было доказано, что гранитогнейсовые купола характерны не только для древнейших архейских и нижнепротерозойских частей земной коры, описанных Л. И. Салопом и Ю. М. Шейнманном (1970 г.).

До сих пор на Большом Кавказе не были известны палеозойские шарьяжи. Небольшие мезозойские и кайнозойские шарьяжи были описаны многими исследователями.

Первым геологом, показавшим существование большого шарьяжа варисцийского возраста в урочище Дженту в среднем течении р. Лабы, был Г. И. Баранов. В этом районе на фаменских и нижнекаменноугольных известняках, образующих большую открытую синклинали, без видимого несогласия залегают так называемая адгаринская свита слюдяных сланцев, метаморфизованных песчаников и алевролитов, пльчатых хлоритовых и филлитовидных сланцев мощностью до 2000 м. Адгаринская свита вмещает разнообразные магматические образования, среди них различные порфиритоиды, пластовые и дайковые интрузии гранитоидов, основных и ультраосновных пород.

Совершенно аналогичная свита и в таких же взаимоотношениях с нижележащими фаменскими — нижнекаменноугольными известняками развита в так называемой Переходной зоне (В. Н. Робинсон) в урочищах Челепсы и Джуга (хр. Бамбак).

Адгаринской свите, по ее положению над нижнекаменноугольными джентинскими известняками, долгое время приписывался раннекаменноугольный возраст, что, однако, находится в явном противоречии со степенью регионального метаморфизма образующих ее пород.

Больше оснований относить адгаринскую свиту к нижнему палеозою и считать, что она образует мощную шарьяжную пластину, надвинутую на среднепалеозойские породы. Это заключение подтвердилось открытием Ф. М. Дысса (1970) пород с силурийскими граптолитами, залегающих также на нижнекаменноугольных отложениях, в пределах той же Тырнауз-Пшекишской разломной зоны, в долине р. Теберда, в нескольких десятках километров юго-восточнее урочища Дженту.

Следовательно, на Большом Кавказе с несомненностью установлены варисцийские шарьяжи больших размеров, что имеет значение для дальнейшего развития общих теоретических воззрений на главные особенности тектонического строения и механизма (динамики) деформаций в складчатых геосинклинальных поясах земной коры.

Выше, когда мы рассматривали гипотезу «опрокинутой крыши», чтобы объяснить особенности распространения регионального метаморфизма и явлений гранитизации, мы ссылались на существование механизма пододвигания в центральных осевых разломных зонах геосинклиналей. Однако тогда у нас еще не было доводов в пользу наличия подобного механизма на Большом Кавказе.

Теперь, когда описаны в древнем ядре Кавказа крупные рифейские и вандийские шарьяжи, мы можем утверждать, что получены доказательства проявлений механизма пододвигания еще в одном складчатом поясе Земли и, по сути дела, не осталось во всем мире складчатых поясов, за исключением Тасманской геосинклинали, где шарьяжи пока не известны. В Андах шарьяжи были открыты недавно (Szekely, 1967). После открытия шарьяжей на Большом Кавказе проблема нахождения шарьяжей в Тасманской геосинклинали становится только вопросом времени. Следовательно, можно утверждать, что в каждой геосинклинальной складчатой системе главным механизмом деформации, обязательно присутствующим любой геосинклинали, является механизм пододвигания.

Вполне вероятно, что фазы пододвигания и всасывания представляют собой кратковременный в геологических масштабах этап (первые миллионы лет) и в каждой разломной зоне редко повторяющиеся. Часто для каждой разломной зоны характерен один единственный этап пододвигания и всасывания. Это и есть фаза пресловутой «главной складчатости», о которой написано так много ошибочного, потому что не было понимания механизма «главной складчатости». Только после очень большого перерыва и во многих случаях не в предшествующей разломной зоне, а в расположенной где-нибудь неподалеку происходит новый этап пододвигания и всасывания.

Так как пододвигание и всасывание часто, хотя и не всегда, сопровождается смятием пород в геосинклинальные складки, то и сама геосинклинальная складчатость представляет кратковременный эпизод и в общем приурочена к разломным зонам, как к осям происходящих деформаций.

Иногда, что зависит от глубины образования поверхностей скалывания и пододвигания и физико-механических свойств пород, участвующих в пододвигании, породы совсем или почти не сминаются в складки больших размеров и мы в таком случае имеем дело с шарьяжными пластинами скалывания, залегающими более или менее согласно на древних или более молодых породах — это зависит от амплитуды шарьяжных срывов.

Еще одно замечание об особенностях тектонических деформаций заключается в том, что схема О. Амфферера симметричного скалывания и всасывания далеко не универсальна. Весьма часто скалывание и всасывание развиваются резко асимметрично, часто полностью односторонне по отношению к осевому разлому.

Наконец, последнее замечание, сильно изменяющее общую схему О. Амфферера заключается в том, что пододвигание может достигать многих десятков и первых сотен километров, тогда как всасывание, т. е. вертикальная составляющая перемещения пород, измеряется всего лишь первыми километрами.

С этими оговорками гипотеза О. Амфферера является единственной рациональной попыткой объективно описать механизм типичной геосинклинальной складчатости и образования систем поверхностей скалывания и тектонического «надвигания» шарьяжных пластин.

Гипотеза О. Амфферера является также теоретической основой нашей гипотезы об «опрокинутой крыше» и соответственно о некоторых важных

чертах тектонического строения геосинклинальных зон, разделяющих геосинклинали. В геосинклиналях на определенных этапах преобладает опускание, вызванное всасыванием по поверхностям скалывания. В бортах геосинклиналей, примыкающих к геосинклинальным впадинам, происходит выполаживание поверхностей скалывания, и потому здесь большую роль играют пологие, почти горизонтально залегающие, тектонические срывы. Тут не развивается сколько-нибудь сжатая геосинклинальная складчатость и преобладают деформации расланцевания по пологим плоскостям скалывания, иногда сопровождаемые системами разнообразно направленными лежащими складок.

Различия в вергентности этих складок зависят от степени гетерогенности пород, сминавшихся в складки, потому в одних и тех же обнажениях можно наблюдать вергентность лежащих складок, направленную в сторону геосинклинальных прогибов, и тут же складки с вергентностью, направленной от геосинклинальных прогибов. Поэтому по вергентности лежащих складок в таких структурах невозможно судить об общем плане кинематики деформации пород. Позднее С. В. Руженцев (1968 г.) тоже указал на это важное обстоятельство. Практически же всегда главная кинематическая схема является единообразной — она заключается в пододвигании фундамента толщ в сторону оси геосинклинального прогиба.

Кроме главной деформации, кинематическая схема которой была описана выше, в геосинклинальных разломных зонах осуществляется также менее универсальные, но также важные деформации, в частности сдвиговые.

В Тырныауз-Пшекишской зоне смещения происходили по схеме левого сдвига. Амплитуда горизонтальных смещений была большой. Она вероятно превышала многие километры; образовавшаяся при этом система оперяющих разломов имеет важнейшее значение как для распределения разных по составу и фациям вулканогенно-осадочных толщ, так и в качестве контролирующей проникновение интрузивных внедрений и рудообразующих флюидов. Возраст горизонтальных смещений соответствует интервалу времени активной жизни Тырныауз-Пшекишского разлома в палеозое.

В начале верхнего палеозоя с Тырныауз-Пшекишской разломной системой совпадает осевая зона горообразовательных движений. В среднем и верхнем карбоне они были не очень значительными, в перми и отчасти в триасе весьма энергичны.

Средне- и верхнекаменноугольные отложения образуют нижнюю (раннюю) сероцветную угленосную молассу. Мощность ее в самых значительных прогибах достигает суммарно 2500 м. За пределами отдельных впадин в Тырныауз-Пшекишской разломной зоне и ее продолжении — в Переходной зоне (В. Н. Робинсон), накопления средне- и верхнекаменноугольных отложений отсутствуют. Это указывает на скромные размеры гор и точно ограничивает локализацию гор ближайшей периферией Тырныауз-Пшекишской зоны.

Пермо-триасовая красноцветная моласса распространена в Тырныауз-Пшекишской зоне, где она во многих разрезах представлена очень грубообломочными накоплениями мощностью до 10 000 м. В северном Предкавказье на молодой платформе, начавшей формироваться после судетской фазы складчатости, распространен обширный покров красноцветных средне- и мелкообломочных пермо-триасовых отложений, которые обычно имеют скромные мощности и только в отдельных впадинах палеорельефа достигают мощности до 2000 м. Совершенно очевидно, что в северном Предкавказье образовался своеобразный шлейф молассы, центром накопления которой являлась Тырныауз-Пшекишская разломная зона. С осью этой разломной зоны совпадали

главные энергичные горообразовательные движения и там же формировались межгорные и предгорные впадины (Д. С. Кизевальтер, А. А. Белов, 1962 г.).

У геологов-нефтяников отложения северного молассового шлейфа получили название «промежуточного, или переходного, комплекса» (А. Е. Шлезингер, 1971 г.). Этот «промежуточный комплекс» отвечает времени главных варисцидских горообразовательных движений на Большом Кавказе и составляет уже часть чехла формирующейся молодой платформы. Однако и в триасе и в юре в северном Предкавказье продолжались еще явления взламывания молодой платформы Предкавказья и даже восточного окончания Ростовского выступа Русской платформы. Только после конца средней юры окончательно сформировалась эпиварисцидская — эпинижнемезозойская Скифская платформа.

Любопытно, что в пермо-триасовое время было две вспышки горообразования, разделенных прекращением роста гор и даже, по-видимому, полной их абразией, потому что на Большом Кавказе во многих местах известны сравнительно маломощные, но типично морские, часто карбонатные, верхнепермские отложения.

Снос молассового пермо-триасового материала шел в основном только на север, в сторону Предкавказья, тогда как в тектонических зонах, расположенных южнее Тырнауз-Пшекишского разлома, мы не знаем грубообломочных пермо-триасовых моласс, хотя лайлинская свита Сванетского антиклинория, представленная кварц-аркозовыми песчаниками (Сомин, 1971), может быть мелкообломочной молассой.

Важные в теоретическом отношении факты о взаимных связях между геосинклинальным процессом и горообразованием устанавливаются на Большом Кавказе. В последнее время широко распространяются представления о некой существенной самостоятельности явлений горообразования, которые якобы независимы от геосинклинальных процессов и приурочены к зонам активизации земной коры (Н. И. Николаев, 1954 г.; С. С. Шульц, 1964 г.; В. Е. Хаин, 1973 г.). При этом некоторые исследователи считают, что процессы активизации особенно энергично развиваются в конце кайнозойской эры, тогда как раньше их значение было несравнимо более скромным.

Исследования на Большом Кавказе устанавливают теснейшую связь варисцидского горообразования с Тырнауз-Пшекишской геосинклинальной разломной зоной и такую же приуроченность имеет неогеновое горообразование в Осевой геосинклинальной разломной зоне.

Обычно приводимый в обоснование противоположного взгляда пример «активизации» так называемой эпигерцидской платформы Центральной Азии с образованием в конце неогена систем Тянь-Шаня и других аналогичных горных систем не выдерживает критического анализа. Все главные направления неогенового горообразования в Центральной Азии весьма определенно наследуют план геосинклинальных глубинных разломных зон варисцидской тектонической эпохи.

Отличие зон «активизации» Тянь-Шаня от Кавказа заключается лишь в том, что между окончанием собственно геосинклинального этапа и горообразованием на Кавказе прошло в варисцидскую эпоху 10—15 млн. лет, в альпийскую эпоху 120—130 млн. лет, тогда как в Тянь-Шане горообразование, контролируясь теми же разломными зонами, произошло через 220—260 млн. лет.

Единственный правильный вывод, который может быть сделан из этих цифр, заключается в том, что процессы горообразования имеют механизм,

существенно отличающийся от механизмов тектонических движений в собственно геосинклинальный этап развития. Тем не менее контролируют оба различных механизма деформации земной коры одни и те же геосинклинальные разломные зоны. Это важный теоретический вывод, который не позволяет отделять горообразование от разломных зон геосинклинального типа.

К этому следует только добавить, что горообразовательные процессы иногда контролируются также глубинными разломами других типов, например рифтовыми разломами.

Возвращаясь к Тырнауз-Пшекишской разломной зоне, коротко остановимся на ее геологической истории после завершения варисийского этапа развития.

В нижней и средней юре интенсивные тектонические движения и магматизм переместились в область Осевой разломной зоны, однако небольшие тектонические движения и магматические явления продолжали, хотя и очень приглушенно, развиваться в Тырнауз-Пшекишской зоне. Наиболее обстоятельный обзор палеогеографических (правильнее сказать палеогеологических) условий накопления ниже- и среднеюрских осадочных толщ в полосе, примыкающей к Тырнауз-Пшекишской зоне, сделан С. Л. Бызовой и Д. И. Пановым (1964 г.). Нижнеюрский вулканизм в этой же зоне описал Л. А. Варданянц (1956 г.).

Тырнауз-Пшекишская зона в некоторых своих частях продолжала оставаться проницаемой для магматических внедрений, потока флюидов и интрателлурического тепла в неогене и до наших дней. Практически наиболее интересными оказались в этом отношении два ее отрезка: Тырнаузское рудное поле и Сунженский хребет.

Тырнаузское рудное поле (А. В. Пэк, 1962 г.) контролируется кайнозойскими интрузиями нескольких этапов внедрения. Наиболее древний этап представлен лейкократовыми плагиогранитами, с которыми связаны молибденоносные скарны. Более поздним образованием является шток эльджуртинских гранитов, которые секут зоны молибденовой минерализации. По определениям абсолютного возраста калий-аргоновым методом эльджуртинские граниты внедрились 3,5—2,5 млн. лет тому назад. Самыми молодыми породами являются экстрезивные тела санидиновых липаритов (Г. Д. Афанасьев, 1964 г.). В структурной скважине, пробуренной в теле эльджуртинских гранитов, был обнаружен большой приток ювенильных газов.

Корневой зоной, над которой возник Сунженский антиклинорий, является восточный отрезок Тырнауз-Пшекишской разломной зоны. По данным В. Ф. Крымова, для корневой зоны Сунженского антиклинория характерен повышенный интрателлурический тепловой поток.

Нельзя не подчеркнуть большой теоретический интерес вышеприведенных фактов для поисковых исследований на нефтяные и газовые месторождения и для понимания механизма образования, миграции и локализации нефти и газа. Большой Кавказ отнюдь не единственное место, где локализация нефтяных и газовых месторождений отчетливо связана с глубинными разломными зонами, по которым из мантии поднимается поток ювенильных флюидов и интрателлурического тепла.

В этом отношении несомненно еще многие открытия возможны на Скифской плите, где известны многочисленные линейные полосы магнитных аномалий, в частности, простирающиеся субпараллельно разломным зонам Большого Кавказа. Уточним во избежание недоразумений, что контролирующая роль древних палеозойских и нижнемезозойских разломов в Предкавказье принимается

нами с позиций общего признания органического происхождения нефти и природных газов. Флюиды и термальный поток, поднимающийся по разломным зонам, играют важную, но строго ограниченную роль в процессах миграции и концентрации нефтяных углеводородов из материнских толщ, содержащих органическое вещество.

ХАСАУТСКАЯ ГЛУБИННАЯ РАЗЛОМНАЯ ЗОНА

Одна из самых северных продольных разломных зон обнаженной части Большого Кавказа первоначально выделялась под названием Срединного глубинного разлома (Ажгирей, 1963). В настоящее время, по данным магнито- и гравиметрических съемок (рис. 9), возможно предполагать существование

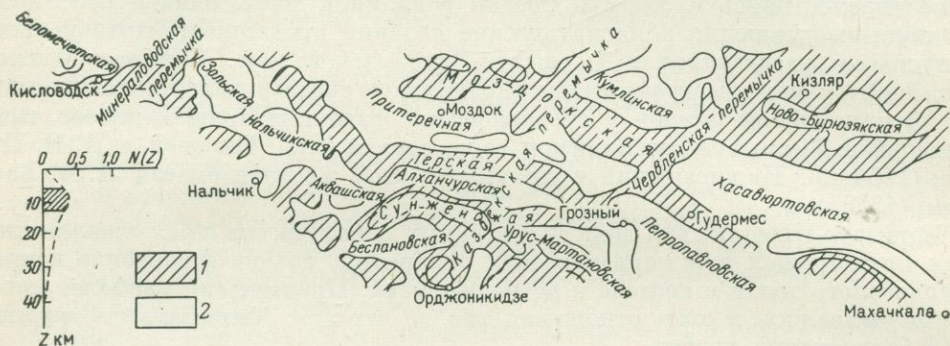


Рис. 9. Схемы локальных гравитационных аномалий, отражающих палеозойские структуры Центрального Предкавказья. По Т. В. Яковлевой, В. М. Бражник, М. Н. Смирновой.

Гравитационные аномалии: 1 — положительные, 2 — отрицательные

далее к северу еще одной или двух субпараллельных глубинных разломных зон с эвгеосинклинальной историей развития, судя по присутствию значительных масс основных и ультраосновных пород, приуроченных к этим разломным зонам (Смирнова и др., 1967). В таком случае границу эвгеосинклинали Большого Кавказа следует переместить несколько к северу, в область современного Предкавказья и только еще севернее располагается Предкавказская рифейская и палеозойская мпогеосинклиналь, описанная выше.

Хасаутская разломная зона протягивается с запада от станицы Преградной на р. Уруп, где скважиной в темных метаморфических сланцах подсечены ультрабазиты. В 160—175 км восточнее, в пределах той же зоны, располагается еще несколько ультрабазитовых массивов, в том числе большой Малкинский массив, и восточнее на протяжении еще 160—180 км Хасаутская разломная зона представляет корни Терского антиклинория. Следовательно, минимальное общее прослеженное протяжение зоны — 350 км. Можно предполагать, что Хасаутская разломная зона продолжается и к западу и далее к востоку и юго-востоку, где она простирается параллельно предгорной Дагестанской системе разломов, входящих в Тырнауз-Пшекишскую разломную зону.

Как свойственно всем большим геосинклинальным разломным зонам, геологическая история Хасаутской зоны может быть прослежена на протяжении около 1000 млн. лет, от рифея до наших дней. Для Хасаутской зоны ха-

рактрно накопление рифейских и нижнепалеозойских геосинклинальных формаций.

В последние годы значительные геологические исследования в районе Хасаутской зоны проведены Г. И. Барановым, по материалам которого с некоторыми оговорками мы даем описание. Г. И. Баранов склонен называть Хасаутскую разломную зону Хасаутской синклиналию, синклинорием или синформой. Располагающуюся южнее геоантиклиналь, как давно принято, он именуется Бечасынской зоной (Д. С. Кизевальтер, 1948 г.).

Между терминологией, применяемой Г. И. Барановым и нами, нет противоречия, потому что геосинклинальные разломные (рубцовые) зоны первого порядка обычно представляют собой синклинории или синформы, часто осложненные пологими тектоническими покровами, шарьяжами.

Древнейшими рифейскими образованиями, известными на склонах соседней Бечасынской геоантиклинали, являются амфиболиты и биотитовые гнейсы бечасынской свиты, образующие самый нижний первично-вулканогенный слой верхнерифейского разреза обнаженной мощностью около 100 м.

Вышележащая часть разреза представляет серию тектонических покровных пластин, чередующихся в следующем порядке снизу вверх:

1. Верхнекубанская, рифейская (?) свита первично осадочных филлитов, биотитовых, хлорит-серцитовых, графитовых, кварцитовидных сланцев и метааркозовых песчаников, содержащая линзы мраморов общей мощностью 1500 м. Между бечасынской свитой и вышележащей верхнекубанской свитой проходит тектоническая поверхность, к которой приурочены линзы серпентинитов и апосерпентинитовых кварц-карбонатных пород.

2. Свиты пород шаукольского покрова, представленного порфиробластовыми слюдяными плагиосланцами, мощность которых не менее 2000 м.

3. Чегемская свита метаморфических сланцев и гнейсов общей мощностью около 2700 м.

4. По тектоническим поверхностям эти свиты перекрывают свиту зеленокаменных вулканогенно-осадочных пород, которые А. А. Каденским (1956) коррелировались с вулканогенно-осадочным девонским комплексом пород Центрального Кавказа. Вулканогенную свиту изучали Л. И. Пазюк (1937 г.), Г. П. и А. М. Алферьевы (1939 г.), А. П. Резников (1948 г.), И. С. Красивская (1961) и др. Петрографическое описание и силикатные анализы не оставляют сомнений в принадлежности вулканогенных пород к ранним геосинклинальным диабазовой и кератофировой формациям. Мощность вулканогенной свиты более 500 м.

5. Вышележащая, предположительно рифейская шиджатмасская свита отделена опять поверхностью тектонического срыва. Она представлена переслаиванием псаммитовых и алевритовых метатUFFитов (Греков и др., 1972). Общая мощность тектонической пластины около 1000 м.

6. Урлешская свита представлена красноватыми аркозовыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов. Мощность свиты около 1500 м. Возраст урлешской свиты определяется косвенно, на том основании, что в нижней части вышележащей лахранской свиты силурийских известняков Ю. Я. Потапенко и С. П. Момот (1965) обнаружили горизонт брекчий и конгломератов, содержащих глыбы известняков с кембрийскими трилобитами.

Контакт между породами урлешской свиты и вышележащими образованиями силурийской лахранской свиты тектонический. Поэтому вероятно перерыв, длившийся с верхнего кембрия весь ордовик и почти весь силур, поскольку в лахранской свите обнаружена фауна самых верхов силура.

Бассейн р. Малки — единственный участок Хасаутской разломной зоны, в которой сохранились нижнепалеозойские фаунистически охарактеризованные породы.

Определения абсолютного возраста в геонантиклинали, расположенной южнее Хасаутской зоны, подтверждают, что метаморфические сланцы могут быть рифейскими.

Определение возраста мусковита слюдяных сланцев Малой Лабы (М. М. Рубинштейн, 1957 г.) дало 641 млн. лет.

Г. Д. Афанасьев и др. (1968, с. 38) считают ордовикским Бескесский массив плагиогранитов и плагиогнейсов, в которых по различным минералам установлены аргоновым методом следующие значения: 396, 398, 406, 415, 450 и 455 млн. лет.

Сами серпентиниты, массивы которых в большом количестве приурочены к Хасаутской разломной зоне, считаются Г. Д. Афанасьевым и др. (1968) силурийскими. Авторы указывают, что по их наблюдениям малкинские серпентиниты, ранее считавшиеся в активном контакте с известняками лудловского возраста, вероятно имеют с ними тектонический контакт. Несомненно установленный факт активного контакта бескесских плагиогранитов, которые прорывают ультрабазиты Беденского массива, также свидетельствует о раннепалеозойском возрасте гипербазитов Хасаутской разломной зоны.

Мы считаем существенным для палеогеологических выводов отсутствие в грабенсинклинали Хасаутской зоны и в других тектонических зонах Большого Кавказа отложений, имеющих возраст в интервале от позднего кембрия до венлокского яруса силура включительно. Этот большой промежуток времени, включающий поздний кембрий, весь ордовик и половину силурийского периода дает основания для предположений о существовании в Хасаутской разломной зоне и в примыкающей к ней полосе салаирской и, может быть, таконской фаз тектоногенеза.

Тектонический цикл завершился в конце кембрия или в ордовике региональным метаморфизмом невысокой интенсивности и внедрением плагиогранитов, частично превращенных в плагиогранито-гнейсы. Короткий возврат морского режима в лудловский век быстро сменился нижнедевонской регрессией, потому что на всем Большом Кавказе отложения этого возраста неизвестны.

Исследования Г. И. Баранова дают некоторые основания предполагать, что новое оживление тектонических движений в северных тектонических зонах произошло на границе нижнего и среднего карбона, если правильно отнесение к варисцидному циклу вулканогенной формации, описанной в бассейне р. Хасаут. В таком случае шарьяжные перекрытия в Хасаутской синформе имели место сразу после окончания раннекаменноугольной эпохи, т. е. одновременно с такими же движениями в тектонической зоне Тырныауз-Пшекишского разлома.

Активная геологическая история Хасаутской разломной зоны в этот период прекращается и только отдельные интрузии субщелочных юрских штоков основных и средних пород еще напоминают в юре о том, что Хасаутская разломная зона сохранила небольшую проницаемость для магматических продуктов. Тем интереснее, что в конце неогена восточный отрезок Хасаутской разломной зоны снова дает о себе знать. Поднимающиеся по зоне флюиды и тепловой поток предопределяют образование надразломного Терского антиклинория, который обязан своим современным положением Хасаутской разломной зоне.

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМНЫЕ ЗОНЫ ФЛИШЕВЫХ ТРОГОВ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Флишевые трог, восточный и западный, на южном склоне Большого Кавказа заложилась к югу от Осевой зоны разломов в средней юре и, по-видимому, должны рассматриваться как самостоятельная зона разломов на том основании, что в ее пределах главная складчатость не произошла в средней юре, как это случилось в Осевой зоне. Во флишевых трогах складчатость имела место значительно позднее, в основном на границе мела и палеогена или в середине палеогена. Вопрос о верхней границе возраста складчатости флиша мало исследован, потому что геологическое строение флишевых трогов изучено недостаточно. После классических работ В. П. Ренгартена (1932, 1937) и Н. Б. Вассоевича (1930, 1931) новых данных немного.

Разрез в восточном флишевом трог начинается бусарчилской свитой флишеидных сланцев мощностью до 1200 м, отнесенной, на основании находки в ней нескольких килеватых аммонитов плохой сохранности и *Posidonia*, к средней юре. Во всем разрезе флишевых толщ юры и мела не фиксируются сколько-нибудь заметные несогласия, только кое-где известны местные перерывы, размывы и внутриформационные конгломераты. В целом вся толща пород вполне конформно смята в довольно сильно сжатые складки, часто пересеченные системами кливажа осевой плоскости (Г. Д. Аджирей, 1956 г.). Последнее обстоятельство требует большой осторожности при определении размеров сокращения ширины флишевых трогов в результате складчатости. Обычный прием распрямления складок в данном случае даст заведомое преувеличение сокращения, потому что многие системы складок представлены не складками изгиба, а складками скалывания.

Непрерывный переход от меловых отложений к палеогеновым в восточном трог наблюдается в некоторых местах, но чаще взаимоотношения тектонические, в полосе так называемого Орхевского разлома, который по традиции часто считается южным тектоническим ограничением восточного флишевого трог. В полосе разлома обнажаются большие клипены известняков с богатой титонской фауной, а также брекчии порфиритов с альбитом, представляющие продукт размыва байосских вулканогенных пород Закавказского срединного массива. Мы полагаем, что пограничным Орхевский разлом считать нельзя, он представляет собой только один из крупных разломов, близких к южному борту флишевой геосинклинали, потому что еще южнее в среднем эоцене продолжались отлагаться мощные флишевые образования ильдоканской или аркалинской свиты.

Всего в восточном флишевом трог отложилось около 7000 м терригенных и органогенных отложений, причем В. П. Ренгартен особенно подчеркивал, что смена периодов отложения терригенных осадков органогенными, и наоборот, была практически одновременной как в восточной флишевой геосинклинали, так и в северных тектонических зонах Большого Кавказа, уже консолидированных среднеюрской складчатостью. Этот примечательный факт показывает, как считает В. П. Ренгартен, что со средней юры и до среднего эоцена не существовало значительного барьера или центрального острова, якобы отделявшего северо-кавказские тектонические зоны от флишевых трогов южного склона Большого Кавказа. Мы разделяем эту точку зрения В. П. Ренгартена.

Важно отметить, что система складок восточного флишевого синклинория на севере непосредственно примыкает к системе складок антиклинория Осевой

глубинной разломной зоны. Таким образом, несмотря на совершенно надежно установленную разновозрастность складкообразования во флишевом синклинории и в антиклинории Осевой разломной зоны, никакого заметного тектонического несогласия между ними нет, складки флишевого синклинория как бы присоединялись к ранее смятой в складки полосе Осевой зоны. Факт в высшей степени интересный, иллюстрирующий, какие большие ошибки можно допустить при определении возраста главной складчатости, если не учитывать возможность примыкания разновозрастных систем складчатости друг к другу, как это произошло на Большом Кавказе в двух центральных, Осевой и Флишевой, тектонических зонах.

СТРАТИГРАФИЯ, МАГМАТИЗМ И ТЕКТОНИКА БОЛЬШОГО КАВКАЗА НА ДОКЕМБРИЙСКОМ И ПАЛЕОЗОЙСКОМ ЭТАПАХ РАЗВИТИЯ

СТРАТИГРАФИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Комплекс древних метаморфических пород, располагающихся в основании варисцийских и альпийских сооружений Кавказа, большинством исследователей относится к докембрию (Герасимов, 1929; Кузнецов, 1951; Снежко, 1968, и др.). Это мнение подтверждается цифрами абсолютного возраста, полученными при анализе проб как метаморфических сланцев, так и некоторых изверженных пород (табл. 1). Докембрийские метаморфические сланцы обнажаются в ядрах варисцийских антиклинальных зон — Главного хребта Центрального Кавказа, Блыбской, Адыгейской, Бечасынской и Кисловодско-Черкесской (Баранов, 1967). Наиболее изученными в настоящее время являются докембрийские породы Главного хребта и Бечасынской зоны, однако стратиграфическая последовательность залегания различных по составу, сравнительно легко

Т а б л и ц а 1

Абсолютный возраст древнейших пород Большого Кавказа

Наименование породы	Место отбора пробы	Анализируемый материал	Метод определения	Возраст, млн. лет	Автор
Кристаллические сланцы (макерская серия)	Река Аксаут	Мусковит	К-Аг	720	З. В. Студеникова, 1963 г.
Гранито-гнейс	Балка Мощевая (бассейн р. Большая Лаба)	Флогопит	К-Аг	450±15	Г. Д. Афанасьев, 1968 г.
Плагиогранит-порфир	Село Нижняя Теберда	Валовая проба	К-Аг	500	Г. Д. Афанасьев и др., 1971 г.
Ортоамфиболит	Река Белая (Даховский массив)	То же	К-Аг	760—700	В. М. Аянов и др., 1974 г.
Кварцевый диорит	То же	» »	К-Аг	645±10	Те же
Кварцевый диорит-порфир	» »	» »	К-Аг	570±10	» »
Диорит, гидротермально измененный	» »	» »	К-Аг	425±10	» »
Гранодиорит окварцованный	» »	» »	К-Аг	460±10	» »
Гранит-пегматит	» »	» »	К-Аг	490±10	» »
Амфиболит	Верховья р. Аксаут	» »	К-Аг	860±40	» »
Порфиробластовый слюдяной сланец	Река Даут	Мусковит	Rb-Sr	870	Г. Д. Афанасьев и др., 1973 г.
Пегматоидный гранит	Река Гоначхир	»	Rb-Sr	750	Те же

выделяемых и картируемых толщ не всегда может быть установлена однозначно. Причиной является широкое развитие надвигов. Оказалось, что нормальный стратиграфический контакт между различными по петрографическому составу толщами является редкостью. Обычно на контактах четко фиксируются зоны милонитов, подчеркнутые процессами диафореза, нередко здесь же располагаются пластообразные тела палеозойских гранитов или метасоматических новообразований (чаще всего порфиробластовых плагиосланцев), в некоторых контактах залегают линзовидные тела серпентинитов или образовавшихся по ним кварц-карбонатных пород, а также апосерпентинитовых тальковых и пироксен-амфибол-флогопитовых сланцев. Довольно часто складчатость в двух соприкасающихся толщах неодинакова. В связи с этим появилась необходимость пересмотра ранее существовавших схем стратиграфического расчленения докембрийских отложений.

ЗОНА ГЛАВНОГО ХРЕБТА

Метаморфический комплекс Главного хребта наиболее подробно расчленен М. Л. Соминим (1971). Этим исследователем выделены три стратиграфические серии: нижняя — буульгенская, средняя — макерская и верхняя — лабинская. Буульгенская серия разделена, в свою очередь, на гвандринскую и клычскую свиты, макерская серия на домбайскую и аркасарскую свиты и лабинская на мамхурцевскую, дамхурцевскую, лаштракскую и аджарскую свиты.

Породы, относимые к макерской серии, вероятнее всего, имеют докембрийский возраст. Об этом свидетельствуют высокие цифры абсолютного возраста (860 ± 40 и 750 млн. лет), полученные, соответственно, калий-аргоновым методом из амфиболитов и рубидий-стронциевым методом из пегматоидных гранитов. Кроме того, только внутри макерской серии установлена гранулитовая фация регионального метаморфизма, характерная для докембрийских пород. Менее достоверен докембрийский возраст отложений буульгенской серии, в ряде мест тектонически перекрытой кристаллическими сланцами макерской серии, а вдоль южного края зоны Главного хребта, сменяющейся в западном направлении среднепалеозойскими породами лабинской серии. По комплексу признаков (в том числе по сходству процессов регионального метаморфизма), нормальной стратиграфической последовательностью следует считать залегание лабинской серии на буульгенской.

Буульгенская серия наиболее полно представлена на южном склоне Кавказского хребта в бассейне р. Кодори. На северном склоне хребта она обнажена по левым притокам р. Гоначхир (в частности, по р. Буульген), рекам Аманауз, Птыш, в истоках рек Аксаут, Марух, Кизгыч, Пшиш и Большая Лаба. По мнению М. Л. Сомина, буульгенская свита обнажается также в бассейне р. Белой, где ей соответствует выделенная в 1959 г. Г. И. Барановым свита р. Чессу.

Гвандринская свита залегает в основании видимого разреза буульгенской серии и сложена биотитовыми гнейсами, сланцами и кварцитами, амфиболитами и биотит-амфиболовыми гнейсами

В бассейне р. Кодори видимая мощность гвандринской свиты достигает, по данным М. Л. Сомина, 1500—1600 м. При этом в нижней части свиты преобладают биотитовые сланцы и парагнейсы. Роговообманковые сланцы и амфиболиты образуют пласты и пачки, суммарная мощность которых достигает 300 м, что составляет примерно 30% мощности нижней части разреза. Стратиграфически выше располагается пачка мощностью около 200 м, в строении

которой преобладают амфиболиты, но есть небольшое количество пластов биотитовых сланцев и парагнейсов.

Верхняя часть гвандринской свиты — это толща биотит-кварцевых, кварц-гранат-биотитовых сланцев, кварц-плагиоклаз-биотитовых гнейсов, реже кварцитов. В ней, как и во всей буульгенской серии, очень редко встречаются мусковитсодержащие породы. В толще присутствуют метаморфические сланцы с силлиманитом, ставролитом, иногда дистеном. Амфиболсодержащие породы встречаются редко. Мощность верхней толщи гвандринской свиты 550—600 м (Сомин, 1974).

Клычская свита, по М. Л. Сомину (1974), сложена в основном амфиболитами. Прочие породы представлены кварц-биотитовыми сланцами и мелкозернистыми биотитовыми плагиогнейсами. Их не более 10% от общей мощности свиты, которая в бассейне р. Кодори составляет 400—700 м, и они сосредоточены в верхней части разреза. По данным Г. И. Баранова, в биотитовых парагнейсах широко развит графит. Здесь же отмечаются тонкие пласты мраморов в амфиболитах. На северном склоне Кавказского хребта большая часть выходов пород буульгенской серии отнесена М. Л. Соминим к клычской свите.

В бассейне р. Большого Зеленчука, по данным Б. А. Снежко и М. Х. Срабоняна, в верхних частях разреза клычской (по М. Л. Сомину) свиты, как и на р. Кодори, преобладают биотитовые гнейсы.

Уллуциранская свита. В верхней части разреза буульгенской серии (клычской свиты?) в верховьях рек Софии и Аксаута Г. И. Барановым наблюдались слабо метаморфизованные терригенные, кремнистые и вулканогенные породы, образующие сложноскладчатую слоистую толщу, имеющую мощность в первом случае 130—150 м, во втором — 150—200 м. Для толщи характерны прослойки метаморфизованных туфогенных пород и песчаников с многочисленными зернами серого и темно-серого кварца. Метаморфизованные песчаники иногда графитизированы. Вверх по разрезу кремнисто-вулканогенной толщи степень метаморфизма несколько увеличивается — появляется биотит, возрастает количество новообразований порфиробластического альбита и возникают породы типа порфиробластовых плагиосланцев. На р. Софии выше порфиробластовых сланцев залегают лейкократовые парагнейсы домбайской свиты макерской серии, а в верховьях р. Аксаут — пачка переслаивания парагнейсов и мигматизированных слюдяных сланцев, также принадлежащая макерской серии. В обоих случаях на границе кремнисто-вулканогенно-терригенной толщи и макерской серии наблюдается резкое (на расстоянии нескольких десятков метров) увеличение степени метаморфизма вверх по кажущемуся непрерывным разрезу: от фации зеленых сланцев к эпидот-амфиболитовой и даже амфиболитовой фациям регионального метаморфизма. Несомненно, в рассмотренных случаях контакт между зеленокаменными породами, залегающими в верхах буульгенской серии, и кристаллическими сланцами является тектоническим, замаскированным метасоматическими процессами, приведшими к образованию порфиробластовых плагиосланцев.

Слабо метаморфизованные базальтоидные породы в ассоциации с серпентинитами имеются также в подошве клычской или в кровле гвандринской свит. Контакт между этими свитами в бассейне р. Кодори, по р. Клыч явно тектонический. Причем вдоль срыва, ориентированного, примерно, параллельно сланцеватости в породах буульгенской серии, прослеживаются линзы серпентинитов и тесно связанных с ними, сохранивших структуру изверженных пород, порфиритов и диабазов. Имеются жилы мелкозернистых габбро. Если метаморфизм пород буульгенской серии в этом районе в большинстве случаев соответствует

амфиболитовой фации регионального метаморфизма, то порфириты и диабазы испытали метаморфизм в фации зеленых сланцев. Мощность тектонической линзы, сложной серпентинитами и базальтоидными породами, достигает 60—80 м. Серпентиниты были отмечены нами на контакте гвандринской и клычской свит также по рекам Гвандра и Южный Птыш.

Во всех известных нам случаях контакты гвандринской и клычской свит тектонические. Следовательно, нет уверенности в том, что клычская свита моложе гвандринской. Не исключена возможность разновозрастности этих свит, представляющих в таком случае тектонически сдвоенный разрез. Это кажется особенно вероятным, если учесть, что слабо метаморфизованные породы имеются в верхних частях разреза как гвандринской, так и клычской свит.

Аналоги кремнисто-вулканогенно-терригенной толщи, отличающиеся, правда, большей степенью метаморфизма, довольно широко развиты среди пород макерской серии. Характерными для них являются прослойки серых и черных кварцитов, парагнейсов с прозрачным серым и черным первично терригенными кварцем, наличие линз мраморов и амфиболитов, обилие крупночешуйчатого графита. Эти породы в бассейнах рек Черек Балкарский и Черек Безенгийский были выделены проводившими здесь геологическую съемку В. М. Андреевым и другими в уллучиранскую свиту. Е. А. Снежко (1968) и многие другие геологи эти породы относили к макерской серии.

Проведенное Г. И. Барановым и А. Н. Доля изучение положения уллучиранской свиты в разрезе кристаллических сланцев Северной подзоны Главного хребта показало, что уллучиранская свита везде имеет тектонический контакт с породами макерской серии, а степень регионального метаморфизма последних нередко выше. Так, в бассейнах рек Уччулан, Узункол, Черек Балкарский отложения уллучиранской свиты, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма, тектонически перекрываются гнейсами макерской серии, метаморфизованными в гранулитовой фации регионального метаморфизма. В других местах, в частности по рекам Кыртык и София, уллучиранские кристаллические сланцы, метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации, перекрывают мигматитами и гнейсами макерской серии, метаморфизм которых соответствует амфиболитовой фации.

Таким образом, положение уллучиранской свиты в видимом основании разреза макерской серии аналогично положению кремнисто-вулканогенно-терригенной толщи, слагающей верхнюю часть разреза буульгенской серии. По-видимому, уллучиранскую свиту следует включать в буульгенскую серию, а кремнисто-вулканогенно-терригенную толщу считать аналогом уллучиранской свиты. Подобная толща, обнажающаяся в истоках р. Риони вдоль Осевого разлома и известная под названием чанчахской свиты, также может быть сопоставлена с уллучиранской свитой. Действительно, в ее составе, помимо метаморфизованных вулканогенных пород, встречаются серые кварциты и туфо-песчаники с темно-серым и серым терригенным кварцем, а также порфиробластовые гнейсы в верхней части видимого разреза.

Чанчахская свита перекрывается (вероятно, тектонически) породами макерской серии, вмещающей многочисленные тела варисцийских гранитоидов. Метаморфизм пород чанчахской свиты, отвечающий фации зеленых сланцев, вверх по разрезу быстро возрастает и в породах макерской серии достигает амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

Максимальная мощность уллучиранской свиты в долинах обоих Черек и Баксана превышает 1500 м. Обычная же ее мощность в тектонически изолированных пластинах не превышает 100—150 м, а иногда 15—20 м (реки

Шхельда, Махар). Возраст уллучиранской свиты может определяться в широком интервале от докембрия до среднего палеозоя включительно. В частности, слабо метаморфизованная кремнисто-вулканогенно-терригенная толща имеет определенное сходство с силурийскими отложениями зоны Передового хребта. Условно эта свита считается докембрийской.

Характерной особенностью буульгенской серии является наличие мощных до 100 м и более пачек однородных амфиболитов. В зоне Главного хребта, однако, есть еще две толщи, содержащие мощные пачки амфиболитов. Это лабарданская свита, выделенная И. Г. Кузнецовым (1951), и кассарская свита, наиболее полно описанная Ю. Г. Моргуновым (1965а).

Лабарданская свита, представленная толщей (имеющей мощность несколько сотен метров) гранат-цоизит-роговообманковых пород с редкими прослоями слюдяных сланцев, является экзотическим образованием зоны Главного хребта. Она обнажается в тектонически изолированном горсте в северной части зоны Главного хребта и вскрыта только правыми притоками р. Чегем (рч. Лабардансу и др.). Лабарданская свита залегает на кварцитовидных мусковитовых сланцах так называемой аманчатской свиты, содержащих пласты темно-серых филлитов. Вдоль контакта имеется согласная зона милонитизации, внешне выраженная повышенным рассланцеванием аманчатских сланцев и брекчированием в подошве амфиболитовой толщи.

Минеральные парагенезисы в амфиболитах (гранат + цоизит + роговая обманка), а также наличие среди пород свиты дистенсодержащих эклогитов свидетельствуют о том, что породы лабарданской свиты претерпели региональный метаморфизм амфиболовой фации в условиях повышенных давлений. Подстилающие породы аманчатской свиты в долине р. Чегем в удалении от контакта с лабарданской свитой метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации, а на контакте — в фации зеленых сланцев. Возможно, что низкотемпературные минеральные ассоциации (кварц + альбит + мусковит + хлорит) характеризуют собой проявление процессов диафтореза.

Поскольку трудно предположить появление аномальной зоны высоких давлений и температур в верхней части не осложненного тектоническими подвижками разреза метаморфических сланцев, к тому же имеющей резкое ограничение снизу, мы предполагаем аллохтонное залегание лабарданской свиты на нижележащих метаморфических сланцах. В стратиграфическом отношении лабарданская свита может быть аналогом части буульгенской серии, вероятнее всего, клычской свиты.

Кассарская свита обнажена только в бассейне р. Ардон. Слагающие ее породы представлены амфиболитами, биотитовыми парагнейсами, биотитовыми кварцитами. В верхней части свиты есть линзы мраморов и кислых порфиридов. Амфиболиты сосредоточены в основном в нижней части видимого разреза свиты, а биотитсодержащие породы — в верхней. Мощность кассарской свиты превышает 600 м. Основание разреза свиты не обнажено. Чрезвычайно интенсивная складчатость отложений, входящих в состав свиты, не характерная в целом для докембрийских толщ Большого Кавказа, возможно, объясняется близостью главной ветви Осевого глубинного разлома. Разрез же и петрографический состав кассарской свиты позволяют предположить, что эта свита является аналогом клычской свиты буульгенской серии. Возможно также, что ее верхняя часть, содержащая линзы мраморов и порфиридов, отвечает уллучиранской свите.

Макерская серия. По данным Е. А. Снежко (1968), М. Л. Сомина (1971), а также по нашим представлениям, породы, входящие в состав макерской

серии (макерской свиты, по Е. А. Снежко), широко развиты в Северной подзоне Главного хребта Центрального Кавказа от р. Малая Лаба на западе до бассейна р. Ардон на востоке.

Г. И. Барановым в 1968 г. в бассейнах рек Марух, Аксаут и Теберда макерская серия была расчленена на: донгузорунскую, ктитебердинскую, дуппукскую и кургашинчатскую свиты. Как оказалось, донгузорунская свита широко распространена на Северном Кавказе и представлена в основном различными биотитовыми и двуслюдяными парагнейсами с резко подчиненными слюдяными сланцами. Эта свита обнажена в истоках р. Баксан (реки Донгуз-Орун и Азау), в верховьях рек Уччулан, Теберда, Аксаут и др.

М. Л. Сомин (1971) разделил макерскую серию на две свиты: нижнюю — домбайскую и верхнюю — аркасарскую. Домбайская свита является, по его мнению, стратиграфическим аналогом уллучиранской, по нашим же данным, она скорее всего отвечает донгузорунской свите.

Наиболее полный разрез донгузорунской свиты обнажается в истоках р. Баксан (реки Азау и Донгуз-Орун). Здесь на гранитах, выступающих из-под лав Эльбруса в 700 м западнее гостиницы «Азау», залегают (снизу):

1. Обогащенные слюдой серые парагнейсы	30 м
2. Пачка переслаивания биотитовых сланцев и серых малослюдистых парагнейсов	50 м
3. Светло-серые микроклинсодержащие парагнейсы	30 м
4. Пачки переслаивания слюдяных и более массивных с меньшим содержанием слюды парагнейсов	100 м
5. Массивные парагнейсы	30 м
6. Сильно рассланцованные обогащенные слюдой гнейсы	150 м
7. Слюдяные сланцы с андалузитом	10 м
8. Пачка однородных полосчатых микроклинсодержащих парагнейсов	500 м
9. Слюдяные сланцы с андалузитом	100 м
10. Парагнейсы	30 м

Общая мощность составляет 1030 м.

Аналогичное строение донгузорунская свита имеет в истоках р. Донгуз-Орун к западу от одноименного перевала, откуда протягивается в истоки р. Долры. Толща биотитовых парагнейсов мощностью более 500 м, также относящаяся к донгузорунской свите, обнажается на левом борту долины р. Кыртык в районе г. Исламчат. По р. Пшиш, а также в верховьях р. Теберда на хр. Мусатчери, по данным Е. А. Снежко и М. Х. Срабоняна, проводивших в этих районах в 1958—1962 гг. геологическое картирование в основании макерской серии, парагнейсов нет и на породы буульгенской серии ложатся слюдяные сланцы. Вряд ли это связано с фаціальными изменениями в макерской серии. Скорее всего, отсутствие здесь донгузорунской свиты обусловлено тектоническими причинами.

Ктитебердинская свита хорошо различается в разрезах докембрийских метаморфических толщ в долинах рек Малая Лаба, Аксаут, Теберда, Уччулан, Баксан и Чегем. Эта мощная (от 1000 до 1500 м) толща довольно однородных богатых глиноземом (в среднем 18,40% Al_2O_3) слюдяных сланцев, содержащих в изобилии гранат, андалузит, силлиманит, реже кордиерит, совершенно согласнo залегает на донгузорунской свите.

М. Л. Сомин (1971), выделяя в макерской серии только две свиты — домбайскую и аркасарскую, подразумевал, что все породы, залегающие выше домбайской свиты, относятся к аркасарской. Ктитебердинская свита соответствует, таким образом, нижней части аркасарской свиты М. Л. Сомина.

Дуппукская свита всегда залегает на ктитебердинской тектонически несогласно. Она представлена парагнейсами (биотитовыми и мусковитовыми), слюдяными сланцами и амфиболитами.

В разрезе по р. Аксаут снизу вверх выделяются четыре толщи:

- | | |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------|
| 1. Толща парагнейсов с прослоями слюдяных сланцев и реже пластинами амфиболитов в средней части разреза | 300 м |
| 2. Толща монотонных обычно лейкократовых (мусковитовых) парагнейсов с линзовидно пережатым пластом амфиболитов (не более 5—6 м) в кровле | от 100 до 300 м |
| 3. Толща слюдяных сланцев с тонкими пластинами парагнейсов | до 250 м |
| 4. Толща слюдяных сланцев с пластинами амфиболитов и довольно редкими и тонкими прослоями парагнейсов | от 130 до 200 м |

В верховьях р. Баксан и на хр. Аркасар в разрезе свиты известны мраморы.

Кургашинчатская свита слюдяных сланцев мощностью более 600 м венчает разрез макерской серии, залегая на породах дуппукской свиты на хр. Кургашинчат (истоки р. Аксаут) и в верховьях р. Баксан. Ее верхний контакт неизвестен.

Нетрудно заметить, что макерская серия в своем наиболее полном разрезе состоит как бы из двух седиментационных циклов. Нижний представлен преимущественно парагнейсами донгузорунской свиты, сменяющимися вверх по разрезу слюдяными сланцами ктитебердинской свиты. Верхний цикл также начинается парагнейсами дуппукской свиты и венчается слюдяными сланцами кургашинчатской свиты. Верхний цикл, правда, отличается большим количеством пластов амфиболитов и меньшей насыщенностью разреза парагнейсами.

Если учесть, что во всех известных нам случаях дуппукская свита залегает на ктитебердинской тектонически несогласно, причем в ряде случаев с резким угловым несогласием, например, на левом борту ледника Кору или на водоразделе рек Черек Безенгийский и Чегем (западнее горы Шилдиген), то не следует исключать возможность стратиграфической тождественности дуппукской и донгузорунской свит, с одной стороны, и ктитебердинской и кургашинчатской свит — с другой, т. е. возможно сдвигание разреза макерской серии, как и буульгенской.

В предлагаемой стратиграфической схеме мы сохраняем четырехчленное деление макерской серии, оставляя открытым вопрос о возможном ее тектоническом сдвигании.

Не вполне ясно стратиграфическое положение парагнейсов и амфиболитов, отнесенных М. Л. Соминим (1971) к мамхурцевской свите. В долине р. Цахвоа эта свита внешне согласно залегает на мощной толще слюдяных сланцев, выходы которых протягиваются по правому борту долины в район балки Браконьерской и далее к северо-западу. Эти слюдяные сланцы параллелизуются нами с аналогичными породами, входящими в состав ктитебердинской свиты. В данном случае мамхурцевская свита занимает в разрезе положение дуппукской свиты, на которую она, кстати, весьма похожа по составу. Действительно, мамхурцевская свита состоит в основном из мусковитовых и хлоритовых парагнейсов (плагиогнейсов), амфиболитов и содержит прерывистый горизонт мраморов (40—50 м) в верхней части свиты. Мощность ее в верховьях р. Большая Лаба составляет не менее 500 м. Некоторое своеобразие мамхурцевской свиты придают прослой конгломератовидных очковых гнейсов, которых нет в дуппукской свите.

Складчатость внутри мамхурцевской свиты в долине р. Цахвоа имеет весьма сложный характер. На левом борту долины всего в 150—200 м от

подошвы свиты лейкократовые плагиогнейсы совместно с пачкой слюдяных сланцев смяты в синклинальную и антиклинальную складки, имеющие северо-западное простирание и крутые углы падения крыльев. Подстилающие же мамхурцевскую свиту слюдяные сланцы на протяжении 1,5 км и более залегают моноклинально, падая на юго-запад под углами 35—45°. Все это ставит под сомнение гипотезу о непрерывном разрезе метаморфической толщи в этом районе и хорошо объясняется тектоническим контактом между мамхурцевской и ктибердинской свитами. Мамхурцевская свита, вероятно, входит в состав макерской серии, являясь стратиграфическим аналогом душпукской свиты.

До последнего времени неясным считалось стратиграфическое положение и возраст аманчатской свиты, выделенной Д. С. Кизевальтером (1960). Мы согласны с мнением Е. А. Снежко (1968) о том, что нет оснований для выделения этой свиты как самостоятельной стратиграфической единицы. Большая ее часть должна быть отнесена к макерской серии, в частности к кургашинчатской и душпукской свитам. Другая ее часть представлена милонитами по метаморфическим породам неясного стратиграфического положения, возникшими вдоль Тырнауз-Пшекишского разлома.

Крайние к востоку выходы макерской свиты, по-видимому, представлены в бассейне р. Ардон плагиогнейсами, слюдяными сланцами и амфиболитами буронской толщи. К сожалению, буронская толща тектонически изолирована и судить о ее стратиграфическом положении трудно, однако по набору пород она более всего похожа на душпукскую свиту.

Первичный состав и метаморфизм докембрийских пород зоны Главного хребта

Первичный состав пород буульгенской серии реставрирован в книге М. Л. Сомина (1971), справедливо считающего, что к параамфиболитам, образовавшимся в результате метаморфизма древних мергелей, можно отнести лишь амфиболсодержащие породы, ассоциирующие в разрезе с линзами мраморов. Однако и в этом случае следует помнить об известных фактах ассоциации мраморов с туфогенными породами позднедевонского возраста в зоне Передового хребта. Поэтому не исключена возможность и туфогенной первичной природы амфиболитов, замещающих по простиранию мраморы.

Прямым признаком, указывающим на первично магматический генезис части амфиболитов, является реликтовая габбровая структура в некоторых амфиболитах лабарданской свиты, а также небольшие пластообразные или линзовидные тела амфиболитов, косо секущие слоистость в породах макерской серии. Последние наблюдались в бассейнах рек Аксаут и Пшиш.

Вероятно, к древнему вулканогенно-осадочному комплексу относятся амфиболиты буульгенской и согласные пласты амфиболитов макерской серий. Стратифицированные амфиболиты макерской серии расположены среди лейкократовых богатых кремнием и щелочами и бедных кальцием слюдяных сланцев. Контакты их с вмещающими породами довольно четкие. Вероятно, амфиболиты макерской серии представляют древние силлы или покровы лав основного состава. В буульгенской серии во многих случаях наблюдается тонкое переслаивание амфиболитов и биотитовых относительно бедных кремнеземом гнейсов, т. е. пород, близких по составу к амфиболитам. В этом случае более вероятен первично туфогенный состав метаморфических сланцев. Причем туфы (или туффиты), вероятно, имели основной состав.

Известно, что в туфах основного состава при наложении процессов пропилитизации или спилитизации возникают участки, обогащенные кальцием.

Поэтому обогащение амфиболитов этим элементом и наличие слоев эпидотовых пород еще не достаточно для того, чтобы считать амфиболиты образованными за счет мергелей. Мощные однородные пачки амфиболитов буульгенской серии по тем же причинам, что и амфиболиты макерской серии, скорее всего являются метаморфизованными лавами, туфами или силлами основного состава. Тем более, что вверх по разрезу они сменяются кремнисто-вулканогенно-терригенными отложениями уллучиранской свиты.

Из сказанного следует, что вопросы генезиса докембрийских амфиболитов на Кавказе пока не решены окончательно.

Яснее выглядит первичная природа плагиогнейсов донгузорунской и дуппукской свит макерской серии, характеризующихся гранобластовой структурой. Часть из них, несомненно, имеет осадочный генезис, о чем свидетельствует наличие в них окатанного циркона, развитие тонкополосчатых текстур, слоистое строение слагаемых этими породами пачек, в частности наличие прослоев кварцитовидных гнейсов. Другая часть плагиогнейсов, имеющих более массивную текстуру и слагающих более однородные по разрезу толщи, может, в принципе, представлять метаморфизованные силлы или лавы изверженных пород кислого состава. Однако даже в этих толщах нередко отмечается окатанный циркон и совершенно отсутствуют реликтовые структуры изверженных пород.

В последнее время Ю. Я. Потапенко, отмечая наличие небольших «апофиз» плагиогнейсов во вмещающих слюдяных сланцах и «ксенолитов» последних в плагиогнейсах, делает вывод о первично магматической природе плагиогнейсов. Эти данные, однако, должны интерпретироваться с большой осторожностью, поскольку наблюдения производились в районах с достаточно широким проявлением процессов реоморфизма. В таких условиях плагиогнейсы, имеющие более близкий к гранитной эвтектике химический состав, чем вмещающие породы, вероятно, были более пластичными и могли создавать иллюзию интрузивного контакта. Кстати, в зоне мигматизации, где процессы дифференциального анатексиса и реоморфизма проявились еще более интенсивно, большинство контактов между различными по петрографическому составу разновидностями горных пород формально могут быть описаны только как интрузивные.

Мы считаем, что подавляющее большинство плагиогнейсов является парапородами и образовались за счет метаморфизма древних аркозовых, реже кварцитовидных песчаников.

Не вызывает больших разногласий вопрос о первичном генезисе слюдяных сланцев, главная масса которых сосредоточена в ктитебердинской и кургашинчатской свитах макерской серии. Для сланцев характерно высокое содержание глинозема, достигающее 30%, при среднем содержании 18,40%, а также большое количество окатанного циркона. В тетраэдре П. Ниггли фигуративные точки их анализов, в большинстве случаев попадают в поле глинистых сланцев.

Высказанная Г. М. Заридзе (1961) точка зрения о метасоматическом генезисе слюдяных сланцев макерской серии за счет основных первично изверженных пород не может быть принята в свете современных данных по геологии Главного хребта. Как уже отмечалось, слюдяные сланцы образуют стратиграфически выдержанные горизонты, прослеживающиеся вдоль всего северного склона Центрального Кавказа, преимущественно сосредоточенные в ктитебердинской и кургашинчатской свитах, разделенных, как указывалось, дуппукской свитой, содержащей значительные количества амфиболитов.

Установлено, что для дуппукской свиты не характерны процессы калиевого метасоматоза, развитые преимущественно на более глубоком стратиграфическом

уровне. Биотитизация амфиболитов внутри дупшухской свиты проявляется сугубо локально и носит характер околорудных изменений на некоторых высокотемпературных гидротермальных рудопроявлениях. В дупшухской свите наблюдается четкое переслаивание амфиболитов с плагиогнейсами, с одной стороны, и со слюдяными сланцами — с другой. При этом околорудные биотитизированные амфиболиты совершенно непохожи на обнажающиеся даже в непосредственной близости от них слюдяные сланцы.

В уллучиранской свите, особенно там, где она мигматизирована, чаще можно видеть биотитизацию амфиболитов, сопровождающуюся микроклинизацией плагиогнейсов. Однако и здесь отчетливо сохраняется первичная слоистость и хорошо различаются между собой главные типы слагающих уллучиранскую свиту пород. Даже при полном замещении амфибола биотитом сохраняется фемический облик образованной за счет амфиболита породы, резко контрастирующий с вмещающими мигматизированными слюдяными сланцами и парагнейсами более темной окраской и структурно-текстурными особенностями.

Можно считать, что и по первичному составу кристаллические сланцы Главного хребта распадаются на две серии пород.

Одна из них (буульгенская серия) представлена метаморфизованными продуктами базальтоидного вулканизма, а также относительно бедными кремнеземом терригенными, возможно, туфогенно-осадочными породами и заметным количеством прослоев кварцитов особенно в верхней части разреза. Возраст этих отложений докембрийский, а для верхов уллучиранской свиты, возможно, ранне-среднепалеозойский. Естественным продолжением разреза буульгенской серии является среднепалеозойская лабинская серия, в составе которой также установлены метаморфизованные вулканогенные породы основного, реже кислого, состава, туфоконгломераты, известняки и др.

Другая серия (макерская) бедна фемическими породами. Относящиеся к ней ныне глубоко метаморфизованные породы были аркозовыми, реже кварцитовидными песчаниками, глинистыми сланцами и им подчиненными изверженными породами основного состава (силлами или лавами, без заметного количества туфогенного материала). Осадконакопление носило трансгрессивный характер, что выражается в погружении осадков вниз по разрезу.

Метаморфизм докембрийских отложений в зоне Главного хребта обладает чертами регионального метаморфизма силлиманит-андалузитового типа или метаморфизма умеренных давлений по Н. Л. Добрецову и др. (1972). Анализ минеральных парагенезисов в различных по первичному составу породах показывает, что наиболее полно характерные черты метаморфизма проявлены в первично глинистых породах. Типичными минеральными ассоциациями в них являются: 1) мусковит — плагиоклаз — кварц — гранат; 2) мусковит — кварц — гранат — андалузит; 3) биотит — мусковит — кварц — андалузит; 4) биотит — мусковит — плагиоклаз — кварц — андалузит — силлиманит (фибролит); 5) биотит — кварц — силлиманит — гранат; 6) биотит — гранат — кордиерит — кварц; 7) биотит — гранат — кордиерит — микроклин. Первые четыре ассоциации встречаются в слюдяных сланцах, не затронутых процессами мигматизации и анатексиса и соответствуют эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма умеренных давлений. Кварц-биотит-гранит-силлиманитовые гнейсы типичны для зон мигматизации и анатексиса в условиях амфиболитовой фации. Они широко развиты в верховьях р. Кубани (особенно в истоках р. Учкулан), в верховьях р. Чегем и в других местах. Д. М. Шенгелиа (1972) считает, что часть крупнокристаллических богатых

глиноземом кварц-биотит-гранат-силлиманитовых гнейсов в верховьях р. Учкулан (рек Индюкой, Ак-Тюбе и др.) представляет собой кинцититы. Однако обогащенные алюминием крупнозернистые гнейсы образуют несколько выдержанных по простиранию пластов и пачек внутри мигматизированных слюдяных сланцев ктитебердинской свиты и, вероятнее всего, представляют собой первично наиболее богатые алюминием пласты внутри толщи высокоглиноземистых слюдяных сланцев. Метаморфизм последних в верховьях р. Учкулан относится к гранулитовой фации регионального метаморфизма, о чем свидетельствуют гиперстен-диопсидовые гнейсы, найденные в 1974 г. Г. И. Барановым и А. Н. Доля среди этих пород по р. Индюкой. Гранулитовая фация регионального метаморфизма несколько менее уверенно устанавливается также в основа-

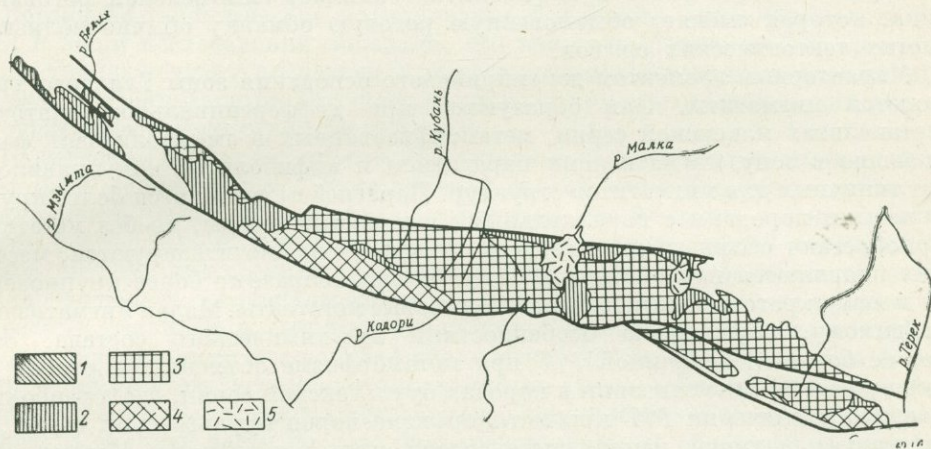


Рис. 10. Схема метаморфических фаций зоны Главного хребта Центрального Кавказа.
 1 — фация зеленых сланцев; 2 — эпидот-амфиболитовая фация; 3 — амфиболитовая фация; 4 — амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фация, нерасчлененные; 5 — лавы горы Эльбрус и Чегемского нагорья

нии видимого разреза макерской серии по рекам Узункол (бассейн р. Кубани) и Черек Балкарский, где в слюдяных сланцах отмечается кордиерит-гранат-микроклиноватая минеральная ассоциация.

Как указывают Н. Л. Добрецов и др. (1972) граница между эпидот-амфиболовой и амфиболитовой фациями в метапелитах проводится по линии устойчивости на PT -диаграмме кварца и мусковита и появлению гранитных расплавов (в интервале давлений примерно от 8 до 14 кбар). На рис. 10 показаны участки развития метапелитов, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Эти участки в общем совпали с выделенными ранее по структурным признакам Шхельдинским и Кубанским мигматит-гнейсовым выступами (Баранов, 1968а). Восточнее р. Чегем намечен еще один — Балкарский выступ докембрийских пород, метаморфизованных в амфиболитовой и местами гранулитовой фациях. На западе зоны Главного хребта в бассейне р. Большая Лаба амфиболитовая фация метаморфизма умеренных давлений устанавливается в мигматизированных слюдяных сланцах, обнажающихся в приустьевых частях долин рек Макара, Мамхурц, Дамхурц и рч. Имеретинка. Метапелиты остальной части зоны Главного хребта метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

Для амфиболитов характерны: 1) плагиоклаз — эпидот — роговая обманка; 2) диопсид — роговая обманка — плагиоклаз; 3) плагиоклаз — куммингтонит; 4) плагиоклаз — роговая обманка — гранат; 5) плагиоклаз — роговая обманка — цоизит — гранат; 6) плагиоклаз — гиперстен — роговая обманка — гранат.

Кварц, биотит и хлорит в докембрийских амфиболитах Главного хребта большей частью являются метасоматическими или связаны с процессами диафтореза. Диопсидсодержащие амфиболиты встречены в дупсхской свите в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Куммингтонит и гиперстен характерны для амфиболитов в условиях амфиболитовой фации. Гиперстен и диопсид совместно встречены только в меланократовых породах в верховьях р. Учкулан. Особое место в амфиболитах занимает сине-зеленая роговая обманка, которая сменяет обыкновенную роговую обманку обычно вблизи зон пологих тектонических срывов.

Характерным элементом докембрийского основания зоны Главного хребта являются мигматиты. Они образуются при дифференциальном анатексисе в метапелитах макерской серии, метаморфизованных в амфиболитовой фации. Попавшие в зону мигматизации парагнейсы и амфиболиты, как правило, не дают типичных для мигматитов структур. Парагнейсы становятся более крупнозернистыми породами с параллельными чешуйками слюды, но без метатектов и приобретают облик гранито-гнейсов. Амфиболиты биотитизируются, местами в них появляются послойные или секущие жилообразные более крупнозернистые и лейкократовые амфибол-плагиоклазовые метатекты. Малая мигматизация, по-видимому, обусловлена особенностями их химического состава. Этим, а также большой величиной P/T при метаморфизме объясняется слабое развитие процессов мигматизации в породах буульгенской серии, где амфиболитов много. Об увеличении P/T при метаморфизме пород буульгенской серии свидетельствует наличие пачки дистенсодержащих пород по р. Кодори (Джавахишвили, 1970).

Для докембрийских пород зоны Главного хребта характерно увеличение степени метаморфизма, во-первых, вниз по разрезу, во-вторых, в направлении участков концентрации варисцийских гранитоидов. При этом изучение контактов отдельных массивов гранитоидов показало практическое отсутствие их контактового воздействия на вмещающие породы. Возраст этого регионального метаморфизма умеренных давлений в какой-то мере определяют многочисленные цифры абсолютного возраста в 360—220 млн. лет, полученные калий-аргоновым методом при изучении слюд из докембрийских кристаллических сланцев.

Породы макерской серии, вероятно, были метаморфизованы еще и раньше, но доказать более древний этап регионального метаморфизма в зоне Главного хребта в настоящее время невозможно.

Зона Передового хребта

Докембрийские кристаллические сланцы в зоне Передового хребта известны в ядре Блыбского антиклинального поднятия и в составе Ацгаринского тектонического покрова.

В Блыбском поднятии А. А. Самохин (1962) выделил балканскую и армовскую свиты. Нижняя — балканская свита представлена в различной степени метасоматически измененными амфиболитами с подчиненными прослоями гранато-слюдяных сланцев в верхней части свиты. Мощность этой довольно однородной толщи пород превышает 2000 м. Она слагает куполовидное поднятие.

в долине р. Малая Лаба, известное под названием Балканской антиклинали. Аналогом ее, возможно, являются амфиболиты, обнажающиеся в основании разреза кристаллических сланцев в эрозионном окне по р. Сахрай и на севере Даховского кристаллического массива по р. Белый.

Верхняя — армовская свита представлена чередованием гранато-слюдяных сланцев, амфиболитов и плагиогнейсов в нижней части разреза и довольно монотонной толщей кварц-альбит-хлорит-эпидот-мусковитовых сланцев в верхней части. Видимая мощность армовской свиты не превышает 1500 м. Для нее характерно развитие многочисленных согласных тел серпентинитов, крупнейшим из которых является Маркопиджский массив, а также наличие в основании разреза дистен- и омфацилсодержащих пород, а местами — эклогитов (Н. Ф. Татришвили, 1970 г.).

Детальное геологическое картирование Блыбского антиклинального поднятия и наши исследования показали, что контакты балканской и армовской свит, а также контакт последней с вышележащими девонскими отложениями являются тектоническими. Это создает определенные затруднения для выяснения стратиграфического положения свит.

Балканская свита, сложенная в основном фемическими породами, условно может быть сопоставлена с буульгенской серией зоны Главного хребта. Армовская свита, состоящая преимущественно из сиалических пород, занимает в таком случае положение, аналогичное положению макерской серии, располагаясь между фемическими докембрийскими породами (балканской свиты) и вышележащими среднепалеозойскими отложениями. Имеются, однако, существенные различия в разрезах докембрия Главного и Передового хребтов, особенно значительные для верхней сиалической части. Так, в армовской свите практически отсутствуют высокоглиноземистые слюдяные сланцы, т. е. аналоги ктитебердинской и кургашинчатской свит, нет мраморов и кварцитовидных сланцев. В верхней части разреза балканской свиты не обнаружены мраморы.

Докембрийские отложения, образующие шарьяжированную пластину Ацгаринского покрова, наиболее полно представлены в верховьях рек Кяфар и Чилик, где обнажена толща сложно дислоцированных метаморфических сланцев мощностью более 2500 м. В видимом основании толща на правом борту долины р. Большая Лаба залегают гранат-биотитовые парагнейсы, на хр. Абишира-Ахуба — амфиболиты с прослоями гранато-мусковитовых с хлоритоидом сланцев, на р. Ацгаре — хлоритизированные биотитовые сланцы и парагнейсы. Наиболее четко обособлена слагающая видимые верхи разреза обнажающаяся в ядре крупной Чиликской синклинали толща гранато-слюдяных сланцев со ставролитом, имеющая мощность около 1000 м. Эта толща подстилается парагнейсами, содержащими редкие прослой кварц-плагиоклаз-амфиболовых гнейсов. Мощность парагнейсов 250—300 м. Ниже залегают гранато-слюдяные сланцы с тонкими прослоями биотитовых парагнейсов, имеющие мощность около 500 м. В верховьях рек Ацгара и Малый Уруп ниже гранато-слюдяных сланцев снова залегают пачка биотитовых парагнейсов мощностью 200—250 м. На востоке в истоках р. Кяфар эта пачка прослеживается по ксенолитам внутри Чиликского массива диорито-гнейсов.

По набору пород толща, слагающая Ацгаринский тектонический покров, ближе всего приближается к дупшукской свите макерской серии. Нет, однако, уверенности в том, что залегающие в ядре синклинали гранато-слюдяные со ставролитом сланцы не являются аналогом подстилающей дупшукскую свиту ктитебердинской свиты. В пользу этого предположения свидетельствует наличие в основании тектонического покрова на хр. Абишира-Ахуба довольно

мощной толщи амфиболитов, более характерной для верхов душпукской свиты, а также развитие пород (с хлоритоидом), менее метаморфизованных, чем ставролитовые сланцы из видимых верхов разреза аллохтонной пластины. В покрове возможно опрокинутое залегание кристаллических сланцев.

Первичный состав и метаморфизм докембрийских пород зоны Передового хребта

Первичный состав амфиболитов балканской свиты из-за отсутствия реликтовых структур может быть определен лишь предположительно.

Наиболее вероятным кажется первично магматический генезис этих пород, образующих мощную довольно однородную толщу без признаков наличия в разрезе пород с повышенной карбонатностью, ассоциирующих с гранатослюдяными сланцами.

Слюдяные сланцы, иногда содержащие небольшое количество роговой обманки, вероятно, являются первично глинистыми или туфогенными породами.

Лейкократовые гнейсы армовской свиты в большей части относились к гранито-гнейсам, однако взаимоотношение породообразующих минералов в этих породах свидетельствует лишь о широко проявленных процессах многостадийного метасоматоза. Так, например, в гранито-гнейсах отчетливо видно, как порфиروбласти метасоматического альбита, включающие реликты параллельно ориентированного мусковита, замещаются в свою очередь кварц-мусковитовым агрегатом. Возможно, что первоначально армовская свита имела фемический облик и существенно не отличалась от буульгенской серии.

Метаморфические породы Ацгаринского покрова представлены метаморфизованными мелкозернистыми песчаниками или алевролитами (парагнейсы), глинистыми сланцами (ставролитовые и другие сланцы) и первично вулканогенными породами основного состава (амфиболиты). О терригенной природе парагнейсов свидетельствует наличие в них окатанного циркона, а также полукатанных обломков эпидота и турмалина. Кроме того, для парагнейсов характерна отчетливая, нередко тонкая полосчатость (первичная слоистость). Слюдяные сланцы аналогичны подобным породам зоны Главного хребта, первично глинистая природа которых не вызывает сомнений. Среди амфиболитов, обнажающихся по балке Церковной, были обнаружены породы с реликтами диабазовой структуры, что позволяет предполагать их магматический генезис.

Метаморфизм пород балканской свиты носит региональный характер и соответствует амфиболитовой фации. Условия метаморфизма пород балканской свиты при существующей степени изученности не могут быть точно установлены, однако вряд ли это метаморфизм высоких давлений. Наиболее распространенной минеральной ассоциацией в амфиболитах является плагиоклаз — роговая обманка, нередко, особенно в верхней части свиты, встречается плагиоклаз-гранат-роговообманковая минеральная ассоциация. В гранато-слюдяных сланцах обычны кварц — плагиоклаз — гранат — биотит. В породах, слагающих верхнюю часть разреза балканской свиты, довольно много метасоматического мусковита. Развита также процессы диафореза, о чем говорит наличие во многих шлифах значительных количеств хлорита и эпидота, замещающих амфибол и биотит.

Наиболее интересен метаморфизм пород армовской свиты, в верхней части которой развита кварц-альбит-мусковит-хлорит-эпидотовая минеральная ассоциация. Она, по-видимому, отражает не степень регионального метаморфизма,

а температурные условия наложенных метасоматических процессов. Об этом, в частности, говорит наличие в армовской свите реликтов роговообманковых амфиболитов в 80 м ниже подошвы девонских отложений (правый борт долины р. Большая Лаба).

Вниз по разрезу армовской свиты довольно быстро низкотемпературные метасоматиты сменяются гранато-слюдяными и амфиболсодержащими порфиро-бластовыми плагиосланцами. В основании разреза армовской свиты вблизи контакта с балканской свитой развиты омфацит- и дистенсодержащие гнейсы и описаны омфацит-гранатовые эклогиты (Н. Ф. Татрашвили, 1970 г.).

Метаморфизм этой части армовской свиты свидетельствует о амфиболитовой фации высоких давлений. Характерно, что ни выше, ни ниже контакта армовской и балканской свит нет минеральных парагенезисов, указывающих на столь высокие отношения P/T при метаморфизме. Это локальное повышение давления, по-видимому, может быть связано со стрессовыми напряжениями вдоль тектонического контакта между рассматриваемыми двумя свитами.

Аномально высокий термобарический градиент в армовской свите, который может быть рассчитан при сравнении условий P/T , соответствующих амфиболитовой фации в низах свиты и фации зеленых сланцев в ее кровле не может считаться нормальным в связи с небольшой мощностью армовской свиты. Поэтому следует признать возможность тектонического сближения регионально метаморфизованных в условиях разных фаций метаморфических пород. Расположение армовской свиты между двумя надвигами, проходящими по контактам армовской и балканской свит, а также армовской свиты со среднепалеозойскими отложениями делает гипотезу о тектоническом «растаскивании» и «раздавливании» пластины пород, относящихся к армовской свите, вполне вероятной.

Бечасынская зона

Докембрийские метаморфические сланцы Бечасынской зоны обнажаются главным образом в долинах рек Кубань, Малка, Тызыл, Баксан и Чегем. Стратиграфия их изучалась многими исследователями (Герасимов, 1929; 1949; Кизевальтер, 1960; 1968; Красивская, 1961; Греков, Потапенко, Снежко, 1972, и др.). К докембрию в этой зоне до последнего времени большинство геологов относило все свиты, залегающие ниже урлешской, для которой более или менее уверенно устанавливается кембрийский возраст (Потапенко, Момот, 1966). Однако еще в 1965 г. А. А. Каденский высказал предположение о том, что породы урлешской свиты (считавшиеся им вслед за Д. С. Кизевальтером силурийскими) надвинуты в бассейне р. Малка на девон, и указал на значительное сходство зеленокаменноизмененных пород, залегающих ниже урлешской свиты и девонских отложений, развитых в зоне Передового хребта. Д. С. Кизевальтер (1968), И. И. Греков, Ю. Я. Потапенко, В. А. Снежко (1972) и др. считали, однако, что эти отложения входят в состав мощной хасаутской свиты (серии, по Ю. Я. Потапенко), согласно залегающей на чегемской свите слюдяных сланцев, и не могут иметь стратиграфических аналогов в зоне Передового хребта. И. И. Греков, Ю. Я. Потапенко, В. А. Снежко (1972) выделили внутри хасаутской серии три свиты: верхнюю — шиджатмазскую, среднюю — малкинскую и нижнюю — муштинскую. При этом толща, для которой А. А. Каденским намечалось сходство с девоном Передового хребта, оказалась в средней части псевдостратиграфического разреза, подстраивавшего вниз кембрийскую урлешскую свиту. Параллелизация этого разреза со среднепалеозойскими

отложениями Передового хребта в этом случае само собой исключалась и все отложения, залегающие под урлешской свитой, считались докембрийскими.

Еще в 1964 г. Г. И. Баранов обратил внимание на резкий скачок в степени метаморфизма между амфиболовыми и биотитовыми сланцами муштинской и нижней части малкинской свит, с одной стороны, и пачкой порфиридов, залегающих выше по разрезу, — с другой. Этот скачок в степени метаморфизма совпал с мощной зоной милонитов и диафторически измененных метаморфических пород, согласной со сланцеватостью в нижележащих породах, но косо-секущей слою в пачке порфиридов. Зона милонитов (надвига) была прослежена в долине рек Мушта, Малка и Тызыл и принята в качестве южной границы Хасаутского синклинория (Баранов, 1967). Наши полевые исследования в 1971—1973 гг. позволили уточнить положение южной границы Хасаутского синклинория, а также сделать вывод о чешуйчато-надвиговом его строении. Шиджатмазская свита оказалась надвинутой на пачку филлитов и известняков, которые венчают толщу, сходную с девоном Передового хребта. Таким образом, толща метаморфических пород, по строению разреза и петрографическому составу подобная девонским отложениям в бассейне р. Малка, расположена между двумя надвигами, отделившими ее сверху и снизу от более древних отложений. Эта толща и ее аналоги по рекам Тызыл и Баксан исключены нами из состава докембрийских и описываются в составе палеозойских отложений.

Как в зонах Главного и Передового хребтов, так и в Бечасынской зоне видимое основание докембрийского разреза сложено амфиболитами и биотитовыми гнейсами. Эти породы обнажаются в ядрах антиклиналей: Малка-Муштинской (расположенной к северу от малкинских гранитов), Прикубанской и Тызыльской. В стратиграфической схеме И. И. Грекова и др. (1972) они соответствовали муштинской свите и нижней части малкинской свиты. Мы предлагаем все фемические породы докембрия в рассматриваемой тектонической зоне объединить в одну свиту — бечасынскую.

Бечасынская свита обнажена по рекам Мушта, Малка и Кубань с притоками. В ней преобладают биотитовые мелкозернистые парагнейсы, кварцитовидные сланцы и амфиболиты. Разрез свиты довольно монотонный, если не принимать диафторически измененные породы за стратиграфические единицы, что иногда имело место. Речной эрозией вскрыта лишь часть бечасынской свиты мощностью не более 1000 м.

Верхнекубанская свита, выделенная А. Г. Кобилевым, представлена мощной (более 1500 м) толщей в основном первично осадочных филлитов, биотитовых, хлорит-серицитовых, графитовых, кварцитовидных сланцев и метаморфизованных аркозовых песчаников. Иногда в разрезе встречаются линзы мраморов. Контакт между верхнекубанской и бечасынской свитами везде осложнен тектоническими срываами, в зоне контакта встречаются мелкие линзовидные тела серпентинитов или кварц-карбонатных апосерпентинитовых пород.

В бассейне р. Кубани эта свита тектонически перекрыта слюдянными и хлоритовыми сланцами, слагающими выделенный Г. И. Барановым (1974) Шаукольский тектонический покров. В долине р. Тызыл на породах верхнекубанской свиты также тектонически несогласно залегают вулканогенно-осадочные отложения предположительно среднепалеозойского возраста.

По мнению А. Г. Кобилева, верхнекубанская свита отделена от подстилающих пород значительным стратиграфическим перерывом и является более молодой, чем бечасынская (по нашей стратиграфической схеме) свита. Возраст ее может быть определен предположительно как позднедокембрийский, но не исключен и более молодой возраст вплоть до среднепалеозойского.

Шаукольская свита. В южной части Бечасынской зоны по р. Малке к югу от Малкинского гранитного массива, а также по рекам Гижгит, Баксан, Кестанты и Чегем обнажается сложный комплекс метаморфических сланцев, отнесенный Д. С. Кизевальтером (1960) к чегемской свите докембрия. Среди этих пород им же была выделена шаукольская толща порфиروبластовых слюдяных плагиосланцев. В процессе полевых работ, проведенных в 1971—1973 гг. Г. И. Барановым и А. И. Доля, было установлено тектонически несогласное залегание шаукольской толщи на подстилающих метаморфических сланцах. Так, в бассейне р. Кубани эти породы надвинуты на серые филлитовидные сланцы и кварциты верхнекубанской свиты, в верховьях р. Малки — на толщу амфиболитовых сланцев и светлых кварцитов, а в бассейне р. Баксан — на толщу переслаивания амфибол-хлорит-эпидот-кварц-альбитовых и мусковит-хлорит-кварц-альбитовых сланцев.

Д. С. Кизевальтер (1968) считал, что шаукольская толща представляет собой часть пород чегемской свиты, подвергшихся процессу «альбитовой фельдшпатизации». По нашим данным, шаукольскую толщу следует выделить из чегемской свиты и считать ее самостоятельной свитой.

В 10 км южнее г. Карачаевска, в долине р. Кубани в основании видимого разреза шаукольской свиты залегают хлорит-эпидот-кварцевые сланцы мощностью 80—100 м, а выше — довольно однородные слюдяные порфиروبластовые плагиосланцы мощностью не менее 600 м. Порфиروبластовые сланцы лежат здесь в ядре синформы, на южном крыле которой они снова подстилаются кварц-эпидотовыми более массивными породами мощностью 130—150 м, содержащими игольчатые кристаллы сине-зеленого амфибола. В бассейне р. Баксан в низах толщи порфиروبластовых слюдяных плагиосланцев имеются пласты и линзы амфиболитов. Наибольшим развитием порфиروبластовые сланцы пользуются на хр. Шаукамны-Сырты, в верховьях р. Гижгит, где их видимая мощность не меньше 2000 м. Весьма вероятно, что она увеличена за счет надвижения (возможно, неоднократного) по пологим разрывным нарушениям. Одна из тектонических пластин, сложенных порфиروبластовыми плагиосланцами, установлена в междуречье Гижгита и Баксана Г. И. Барановым и независимо от него Ю. Я. Потапенко (1973 г.), назвавшем ее Гижгитским надвигом.

Верхние части разреза шаукольской свиты обнажаются на левом борту р. Гижгит. Они представлены пачкой хлорит-кварц-альбитовых сланцев, в основании которых на контакте с мусковитовыми порфиروبластовыми плагиосланцами залегают пласт серицитолитов с примесью терригенного кварца и плагиоклаза. Мощность не затронутых порфиробластозом отложений шаукольской свиты в этом районе составляет около 400 м.

В долине р. Чегем порфиروبластовые плагиосланцы перекрываются мощной, более 1 км, толщей диафорически измененных, имеющих бластоалевролитовую структуру кварц-альбит-серицитовых и кварц-альбит-хлорит-серицитолитовых сланцев.

В долине р. Даут порфиروبластовые плагиосланцы шаукольской свиты перекрываются амфиболовыми и другими сланцами бечасынской свиты. И хотя характер контакта в силу плохой обнаженности неясен, наличие следов тектонического дробления в амфиболовых сланцах вблизи контакта позволяет предположить его тектоническую природу. Подошва шаукольской свиты нигде не обнажена.

Наиболее близким аналогом шаукольской свиты в соседних тектонических зонах является армовская свита. Имеется также сходство с верхней частью макерской серии, в частности с кургаинчатской и отчасти дупшухской свитами.

Определение рубидий-стронциевым методом абсолютного возраста мусковита из порфиробластовых сланцев р. Даут (см. табл. 1) свидетельствует о докембрийском возрасте шаукольской свиты (870 млн. лет). Возрастное соотношение ее с бечасынской свитой неясно. Не исключено, что в нормальном стратиграфическом разрезе бечасынская свита располагается выше шаукольской.

Чегемская свита, по Д. С. Кизевальтеру (1960), включала метаморфические сланцы, обнажающиеся по долинам рек Чегем, Кестанты, Баксан, Кубань и Малка (к югу от гранитного массива). Часть относимых к этой свите метаморфических сланцев, обнажающихся по рекам Кубань, Тызыл и в истоках р. Малка, вошла в состав бечасынской, верхнекубанской и шаукольской свит. Породы, обнаженные в долине р. Чегем и верхнем течении р. Гижгит, — в состав шаукольской. Только метаморфические сланцы, обнажающиеся в долине р. Баксан, между р. Герхожан и устьем р. Гижгит, и по р. Кестанты, не вошли ни в одну из вновь выделенных свит и составляют чегемскую.

По данным Д. С. Кизевальтера (1960), в долине р. Баксан с юга на север наблюдается следующая последовательность пород (по-видимому, снизу вверх):

1. Толща темно-зеленых и темно-серых кварц-амфибол-хлоритовых, амфибол-биотитовых, амфибол-хлорит-кварцевых сланцев с прослоями серых кварцитов и светлых гранат-кварц-плагноклазовых гнейсов.
 2. Толща светло-серых карбонат-кварцевых, мусковит-кварцевых сланцев с пластами кварц-альбитовых гнейсов.
 3. Толща темно-зеленых эпидот-хлорит-кварцевых и эпидот-альбит-кварцевых сланцев и гнейсов.
- Общая мощность трех толщ превышает 1700 м.
4. Чередование крупных пачек светлых слюдистых сланцев с темными зелено-серыми хлоритовыми сланцами, обычно содержащими прослой светлых пород. Темные зелено-серые сланцы преобладают в нижней части разреза. Верхнюю часть разреза составляет мощная пачка светлых слюдистых сланцев. Мощность четвертой толщи превышает 1000 м.

Близкие по составу метаморфические сланцы обнажаются по соседней с востока долине р. Кестанты.

На севере породы чегемской свиты контактируют по разлому с метаморфизованными вулканогенно-осадочными отложениями, относимыми нами к среднему палеозою. С юга площадь выходов метаморфических сланцев чегемской свиты также ограничена разломом, по которому они соприкасаются с порфиробластовыми плагисланцами шаукольской свиты. Таким образом, стратиграфическое положение чегемской свиты неясно. Возможно, эта свита занимает более высокое стратиграфическое положение, чем шаукольская, о чем в какой-то степени свидетельствует положение площади ее развития между выходами шаукольской свиты на юге и среднепалеозойских отложений на севере, а также увеличение степени метаморфизма пород вниз по разрезу.

Шиджатмазская свита обнажается по правым притокам р. Хасаут — Арбачалы-кол и Бав-кол, на левом берегу р. Мушта в приустьевой части, а также на левом склоне долины р. Хасаут и по р. Малка. Она представляет собой толщу ритмично переслаивающихся псаммитовых, алевро-псаммитовых и алевролитовых метатуффилов. Наиболее полный разрез свиты, по данным И. И. Грекова и др. (1972), обнажается по руч. Шиджатмаз. Здесь снизу вверх выделяются:

1. Зеленые серицит-хлоритовые сланцы с параллельной тонкой слоистостью, содержащие маломощные прослой тонкозернистых кварц-альбит-эпидотовых сланцев 124 м
2. Чередование зеленых серицит-хлоритовых сланцев и псаммитовых метатуффилов 227 м

3. Ритмичное чередование зеленых псаммитовых метатуффитов и серицит-хлоритовых сланцев. Псаммитовые метатуффиты массивные (до 80 см) или крупно-слоистые (10—50 см), реже среднеслоистые составляют 60—70% мощности толщи	224 м
4. Метатуффиты псаммитовые зеленые массивные. Толщина слоев достигает 1—2 м, иногда 4 м. Появляются прослой алевролитовых метатуффитов	153 м
5. Чередование зеленых псаммитовых метатуффитов и серицит-хлоритовых сланцев. Метатуффиты образуют крупнослоистые и массивные пачки от 5 до 17 м, чередующиеся с тонкими прослоями алевритовых метатуффитов	267 м
6. Разрез венчает пачка серицит-хлоритовых сланцев	20 м

Стратиграфическое положение шиджатмазской свиты не может считаться выясненным, так как с перекрывающими кембрийскими и подстилающими среднепалеозойскими (?) отложениями свита имеет тектонические контакты. Каких-либо аналогов шиджатмазской свиты в разрезах докембрия или палеозоя других районов Кавказа найти пока не удастся. Можно лишь усмотреть отдаленное сходство этой свиты с чегемской свитой, обнажающейся в долине р. Баксан, которая сложена также терригенными с примесью туфогенного материала метаморфизованными отложениями и имеет признаки грубого ритмичного строения.

Первичный состав и метаморфизм докембрийских отложений в Бечасынской зоне

Амфиболиты, входящие в состав бечасынской свиты, относятся к ортопородам предположительно. Более надежно первично магматический генезис доказывается лишь для мелких тел амфиболитов в долине рч. Джалан-кол (бассейн р. Кубани), секущих сланцеватость вмещающих пород.

Достаточно надежно устанавливается первично осадочный генезис верхнекубанской свиты. Филлитовидные сланцы имеют отчетливую бластоалевритовую структуру, кварцитовидные сланцы и кварциты — бластопсаммитовую или бластоалевритовую. В кварцитовидных сланцах имеются характерные прослой обогащенных терригенным микроклином пород. Они встречаются в разрезе свиты как по р. Кубань, так и по р. Тызыл. Несомненно, осадочный генезис имеют обогащенные графитом серицитовые, хлорит-серицитовые сланцы и метаморфизованные песчаники, а также мраморы.

Шаукольская свита, состоящая из слюдяных плагиосланцев и фемических пород, сопоставляется нами с армовской свитой в Передовом хребте и с макерской серией зоны Главного хребта. По аналогии с амфиболитами последней амфиболиты и эпидот-хлорит-плагиоклазовые сланцы (диафториты по амфиболитам) шаукольской свиты также, по-видимому, имеют первично магматический генезис.

Слюдяные сланцы образовались, вероятнее всего, по глинистым сланцам, алевролитам, реже песчаникам, о чем свидетельствуют бластоалевритовые структуры, широко развитые в не затронутых альбитизацией породах.

Первичный состав метаморфических сланцев шиджатмазской и чегемской свит определяется более точно. И. И. Грековым и др. (1972) установлен туфогенно-осадочный генезис пород шиджатмазской свиты. Д. С. Кизевальтер (1960) считает, что в чегемской свите господствуют парасланцы, происшедшие из терригенных, частью из глинисто-известковистых пород с хорошо заметной ритмичной слоистостью. Часть метаморфических сланцев, в частности обнажающиеся по р. Баксан амфибол-эпидот-альбитовые породы, имеют в своей основе туфогенный материал.

Метаморфизм докембрийских отложений в Бечасынской зоне чрезвычайно разнообразен.

Наиболее глубокий региональный метаморфизм, по-видимому, испытали шаукольская и бечасынская свиты. Для пород бечасынской свиты характерно отсутствие мусковита при значительном содержании в породах кварца, т. е. ассоциация мусковит — кварц для них не характерна. Это дает возможность предполагать, что метаморфизм по крайней мере части пород бечасынской свиты соответствует амфиболитовой фации. Наличие в разрезе свиты мигматитов с розовыми аплитовидными метатектами, особенно широко развитых в долине р. Тызыл, также говорит в пользу этого предположения. В то же время в бечасынской свите кроме роговой обманки, биотита и местами граната практически нет высокотемпературных индекс-минералов, а мигматиты в разрезе свиты развиты не везде.

Метаморфизм верхнекубанской свиты заметно менее глубокий, что дало основание А. Г. Кобилеву высказать предположение о ее значительно более молодом возрасте по сравнению с метаморфическими сланцами бечасынской свиты. Большая часть пород верхнекубанской свиты метаморфизована в фации зеленых сланцев и только в низах свиты, где в биотитовых сланцах изредка появляется гранат (р. Кубань), метаморфизм достигает эпидот-амфиболитовой фации.

Метаморфизм шаукольской свиты в большинстве случаев соответствует эпидот-амфиболитовой фации, что устанавливается по широкому развитию в слюдяных сланцах граната, а в амфиболитах — роговой обманки. В верхах разреза толщи порфиробластовых плагиосланцев по р. Гижгит гранат исчезает и метаморфизм этой части толщи, по-видимому, принадлежит к фации зеленых сланцев. Здесь же в верхней части шаукольской свиты появляются хлоритовые, реже серицитовые сланцы, метаморфизм которых определенно зеленосланцевый. В этом районе фронт метасоматической альбитизации продвинул в область фации зеленых сланцев. В других районах, например по р. Чегем, он не выходит из области проявления регионального метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации. Здесь порфиробластовые сланцы залегают в основании видимого разреза, сменяясь лежащими выше гранат-мусковитовыми сланцами и далее хлорит-серицитовыми диафторитами. Быстрое уменьшение степени метаморфизма в северном направлении вообще характерно для районов развития чегемской свиты. Так, по р. Баксан на юге вблизи субширотного разлома, отделяющего чегемскую свиту от шаукольской, степень регионального метаморфизма чегемских сланцев соответствует эпидот-амфиболитовой фации. Севернее они постепенно сменяются зеленокаменноизмененными сланцами. Похожая картина наблюдается по р. Кестанты с той только разницей, что в этой долине большую роль играют процессы диафтореза.

В долине р. Баксан и по р. Гижгит в амфибол-эпидот-биотит-плагиоклазовых сланцах амфибол, обычно представленный сине-зеленой, иногда синей роговой обманкой, в ряде случаев характеризуется небольшим углом оптических осей (от -40 до -60°) и малым углом погасания, что характерно для группы глаукофана, причем плоскость оптических осей имеет иногда поперечную к длинной оси кристаллов ориентировку, что характерно для кроссита. Близкий к глаукофану амфибол был также отмечен нами в амфиболитах, залегающих в основании шаукольской свиты вблизи подошвы одноименного тектонического покрова на правом борту долины р. Гижгит. Локальное проявление минералов группы глаукофана среди сильно дислоцированных метаморфических толщ может быть объяснено локальным увеличением давления в результате стресса, возникшего под влиянием тектонических подвижек, в том числе движения Шаукольского тектонического покрова.

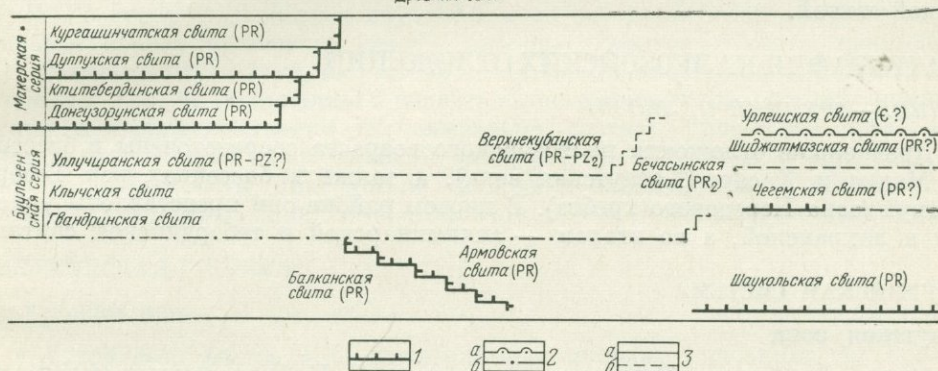
ВЫВОДЫ ПО СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЯ

В видимом основании докембрия всех крупных тектонических зон Кавказа залегают мощные фемические толщи, сложенные главным образом амфиболитами и биотитовыми гнейсами. Анализ характера взаимоотношений этих толщ с вышележащими сиалическими метаморфическими комплексами показывает, однако, что наблюдаемое грубо двучленное строение разреза докембрия, как правило, является вторичным и обусловлено варисцидскими и, возможно, более древними тектоническими движениями, в частности формированием крупных тектонических покровов. Реконструкция докембрийского стратиграфического разреза в настоящее время может быть произведена с большой долей условности, однако необходимость работы в этом направлении очевидна.

На основании имеющегося в нашем распоряжении материала по стратиграфии и тектонике докембрийского комплекса наиболее вероятными представляются следующие соотношения свит (табл. 2).

Таблица 2

Тектоно-стратиграфические соотношения древних свит



Примечание. 1—крупноамплитудные шарьяжи; 2—стратиграфически несогласные контакты: а—достоверные, б—предполагаемые; 3—стратиграфически согласные контакты: а—достоверные, б—предполагаемые.

В верхнюю часть реконструированного стратиграфического разреза, несомненно, следует поместить верхнекубанскую и уллучиранскую свиты. Эти свиты нередко располагаются вблизи подошвы среднепалеозойских отложений и по степени метаморфизма занимают промежуточное положение между вышележащими среднепалеозойскими и подстилающими докембрийскими метаморфическими сланцами. Возможно, отложения верхнекубанской и уллучиранской свит имеют палеозойский возраст.

Стратиграфически ниже располагаются клычская и гвандринская свиты (в зоне Главного хребта) и бечасынская свита (в Бечасынской зоне).

Бечасынская свита в долине р. Даут подстилается плагиосланцами шаукольской свиты. Поэтому шаукольская свита, а также параллелизуемые с ней макиерская серия (Главного хребта) и армовская свита (Передового хребта) считаются более древними. Только на их стратиграфическом уровне получены радиологические данные, указывающие на протерозойский возраст досреднепалеозойских кристаллических сланцев. В связи с таким обстоятельством докембрийский возраст более молодых клычской, гвандринской и бечасынской свит нельзя считать вполне доказанным.

Если правильной является параллелизация шаукольской и армовской свит, то подстилающая армовскую свиту балканская свита, возможно, является самой древней докембрийской свитой. К сожалению, контакт армовской и балканской свит осложнен интенсивными тектоническими подвижками, приведшими к созданию в подошве армовской свиты аномальной зоны метаморфизма высоких давлений. Все же резкое отличие разреза балканской свиты от других более молодых, чем армовская свита, фемических толщ и ее более глубокий метаморфизм делают предположение о наиболее древнем возрасте этой свиты вероятным.

Неясным остается стратиграфическое положение чегемской и шиджатмазской свит. Чегемская свита, как и бечасынская, скорее всего залегает непосредственно на шаукольской свите, т. е. эти свиты имеют как бы одинаковое положение в стратиграфическом разрезе. Являются ли они разновозрастными или одна из этих свит залегает на шаукольской свите несогласно, сказать трудно. Что касается шиджатмазской свиты, то ее стратиграфическое положение еще менее ясно, так как неизвестно, какие породы ее подстилают. Отдаленное сходство разрезов позволяет предполагать ее стратиграфическое тождество с чегемской свитой.

СТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

НИЖНИЙ—СРЕДНИЙ ПАЛЕЗОЙ

Древнейшие отложения палеозойского возраста сосредоточены в бассейне рек Малка и Хасаут (Хасаутская зона), а также в бассейнах рек Теберда и Марух (зона Передового хребта). В первом районе они представлены урлешской и лахранской, а во втором — ачхиминарской и тебердинской свитами.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Хасаутская зона

Урлешская свита, впервые описанная А. П. Герасимовым (1940) как толща кварцитовых песчаников и много лет изучавшаяся Д. С. Кизевальтером, представлена бурыми и зеленоватыми аркозовыми, альбит-кварцевыми и кварцевыми песчаниками с подчиненными прослоями красно-бурых алевролитов и мелкогалечных конгломератов. Мощность урлешской свиты составляет 1100—1200 м. Вблизи контакта свиты и подстилающих ее образований издавна отмечается пласт конгломератов мощностью 5—6 м, состоящий из обильной гальки кварца размером 1—8 см и реже встречающихся угловатых обломков кварц-серицит-хлоритовых сланцев размером 2—4 см. В низах слоя конгломератов содержатся слабо окатанные валуны и гальки кварц-гематитовой породы. Гальки цементируются среднезернистым кварцевым песчаником с хлоритом и серицитом. В наиболее полном разрезе свиты по р. Хасаут видно, что свиту слагают ритмично чередующиеся параллельные слои песчаников и алевролитов мощностью 10—20 см, реже встречаются слои мощностью 0,5—1 м. Прослой красно-бурых алевролитов сосредоточены в средней части разреза. Кровля алевролитовых прослоев обычно неровная, со следами размыва. В песчаниках свиты на р. Эшкакон Г. И. Барановым открыты конгломераты с галькой плаггиогранитов.

Вопрос о возрасте урлешской свиты не имеет однозначного решения, так как в слагающих ее породах не обнаружено фауны, а контакт с вышележащей фаунистически охарактеризованной лахранской свитой имеет характер шарья-

жа. По мнению Г. И. Баранова, урлешская свита, несмотря на наличие конгломератов, в ряде мест похожих на базальные, отделена от нижележащей шиджатмазской свиты пологим тектоническим срывом (надвигом). Это мнение не разделяют многие геологи, в том числе Ю. Я. Потапенко, А. А. Белов, М. Л. Солин, И. С. Красивская, трактующие наблюдаемые в бассейне р. Малка соотношения как трансгрессивное налегание урлешской свиты на более древние толщи. Учитывая сказанное, мы можем только предполагать, что свита скорее всего является кембрийской, как считал А. П. Герасимов (1940), нашедший в поле развития песчаников урлешской свиты «свободно лежащую» глыбу известняка с трилобитами и брахиоподами, характерными для зоны *Ragadoxides foxhammeri* среднего кембрия.

В 1960 г. Ю. Я. Потапенко и С. П. Момот обнаружили в долине р. Четет-Лахран внутрiformационный конгломерат, принадлежащий вышележащей лахранской свите. В конгломерате кроме глыб известняков, содержащих фауну, по заключению Н. Е. Чернышовой представленную *Solenopleura radugini* L e r m., *Koldiniella latifrons* L e r m., *Orloviella* sp. nov., *Homagnostus* sp., характерными для верхов среднего кембрия, присутствуют гальки и глыбы песчаников, подобных песчаникам урлешской свиты. На этом основании И. И. Греков и С. П. Момот предположили, что известняки среднего кембрия венчали разрез урлешской свиты, которую следует считать кембрийской.

Относя свиту к кембрию, мы не исключаем возможности ее более молодого возраста. Так, по положению в разрезе выше девонских отложений малкинской свиты и преимущественно песчаниковому составу урлешская свита может оказаться аналогом пастуховской свиты. В пользу такого предположения говорит, в частности, присутствие кварцевых альбитофиров и плагιοгранитов в гальке кварцевых конгломератов этой свиты (Афанасьев и др., 1968).

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Хасаутская зона

Лахранская свита Д. С. Кизевальтера, впервые описанная А. П. Герасимовым как толща известняков и аргиллитов, обнажается в бассейне р. Малка и в верховьях левых притоков р. Хасаут (реки Уллу-Лахран и Четет-Лахран). Она сложена известняками и филлитизированными глинистыми сланцами, включающими подчиненные прослои и линзы кремнистых сланцев, алевролитов и кварцевых песчаников. В нижней части свиты присутствует слой конгломерата с галькой песчаников и кварцитов. В долине р. Четет-Лахран он содержит глыбы среднекембрийских известняков.

Известняки лахранской свиты, сосредоточенные в ее нижней половине, часто представлены органогенными разностями. В них еще в 1915 г. А. П. Герасимовым (1940) была собрана обильная фауна брахиопод, ортоцератид, гастропод, пелеципод и трилобитов, определенная М. Э. Янишевским. Эта фауна близка горизонту E₂ Баррандового силура Чехии, а такие формы, как *Spirifer superstes* В а г р., *Hercynella bohémica* В а г р., указывают на возможный переход к девону.

В 1963 г. С. П. Момот на левом борту р. Четет-Лахран в самых нижних слоях известняков лахранской свиты обнаружил двустворчатые моллюски *Cardiola concentrica* В а г р., *C. persignata* В а г р., *C. coma* В а г р. По заключению В. Ф. Куликовой, моллюски принадлежат нижнелудловскому подъярису, а вмещающая их толща соответствует будынянским слоям Чехии и скольскому горизонту Подолии. Здесь же собранные гастроподы *Orthanychia* cf.

subcarinata Вагг., *Platyceras sinistrum* Вагг., по мнению И. П. Бутусовой, жили в верхнем силуре (лудлов Чехословакии).

В шарьяжированном останце из известняков (Герасимов, 1940), залегающем на толще песчаников урлешской свиты на р. Чегет-Лахран, Г. Р. Егером описан резко отличающийся комплекс фауны, представленный пелециподами из родов *Linulicardium*, *Silurina*, *Vlasta*, *Slava*, *Panenka* и др. Из ортоцератид в останце обнаружен только *Orthoceras grewingki* Вагг.

Таким образом, лахранская свита, видимая мощность которой равна 450 м, соответствует лудловскому ярусу, а для ее верхней части допустим раннедевонский возраст. Лахранская свита залегает севернее урлешской, отделяется от последней разломом и трансгрессивно перекрыта юрскими осадками.

Зона Передового хребта

Фаунистически охарактеризованные осадки силурийской системы известны не только в Хасаутской зоне. Они открыты в зоне Тырнауз-Пшекишского глубинного разлома интрагеосинклинальной зоны Передового хребта (Дысса, 1972), где представлены ачхиминарской свитой.

Ачхиминарская свита выделена И. И. Грековым и др. (1974) на левобережье р. Теберда в верховьях р. Гидам. Ее нижняя пачка мощностью 22 м сложена темно-серыми неравномерно пиритизированными филлитами и глинистыми сланцами с прослоями темно-серых кремнистых сланцев мощностью 0,2—3 м. Верхняя пачка, мощность которой 255—400 м, представлена серыми и темно-серыми филлитами: слюдянистыми песчаниками и алевролитами с редкими линзами мраморов в верхах разреза.

В нижней пачке этой свиты Ф. М. Дысса (1972) обнаружил граптолиты *Monograptus* sp., *Pristiograptus* ex gr. *bohemicus* (Вагг.), *Pristiograptus* sp., *Colonograptus* aff. *colonus* (Вагг.), *Lobograptus* sp., определенные А. М. Обухом и отнесенные им к нижнему лудлову (зоны *Neodiversograptus nilssoni* и *Lobograptus scanicus*). Дополнительно И. И. Грековым (1974) в 4 км от устья р. Гидам, на левом борту ее долины, в нижней пачке (примерно в 2,5—4 м от ее подошвы), в прослоях граптолитовых сланцев были собраны: *Neodiversograptus nilssoni* (Ларв.), *Monograptus* cf. *uncinatus* Туллб., *Globosograptus* cf. *crinitus* (Вуд), *Colonograptus* ex gr. *colonus* (Вагг.), *Bohemograptus bohemicus* (Вагг.), *Plectograptus* sp. indet., *Pristiograptus* sp., по мнению Т. Н. Корень, характерные для зоны *Neodiversograptus nilssoni* нижнего лудлова. Взаимоотношения этой свиты с более древними осадками неизвестны, так как она является древнейшим образованием марухского покрова. Контакт свиты со структурно выше расположенной тебердинской свитой, поскольку он заполнен интрузиями диабазов и микрозернистого габбро, с одинаковой степенью вероятности может рассматриваться как тектонический или как нормальный стратиграфический.

Летом 1973 г. в верховьях левых притоков р. Худес (реки Тохана, Ингушли) Л. Д. Чегодаев установил комплекс граптолитов, характерных для зоны *Coronograptus gregarius* и *Demirastrites triangulatus* среднего лландовери. Эта фауна, найденная в черных кремнистых и глинисто-кремнистых сланцах, с которыми тесно ассоциирует пласт базальтовых порфиритов (вариолиты, спилиты) мощностью около 40 м, является первым свидетелем наличия на Кавказе нижнесилурийских осадков.

Как любезно сообщил Л. Д. Чегодаев, линзы кремнистых сланцев с граптолитами лландовери ему удалось проследить по простираанию зоны Северного

разлома, от верховьев р. Тохана до р. Кубань (пос. Ясная Поляна), а лландоверские граптолиты обнаружить также на левобережье р. Марух в основании Марухского покрова.

Тебердинская свита выделена Г. Д. Ажгиреем, первым усомнившимся в ее раннекарбонном возрасте, к которому свита относилась В. Н. Робинсоном, а вслед за ним и С. М. Кропачевым (1962), исходящими из того, что она залегала на отложениях, содержащих фауну нижних горизонтов турне. Эта свита наиболее полно представлена в бассейне рек Теберда и Марух, где установлено, что она залегает в аллохтоне Марухского надвига, будучи надвинута на осадки верхнего девона и нижнего карбона.

На Тебердинском участке свиту слагают две литологически различные пачки пород. Внизу залегают зеленые, обычно пльчатые кварц-хлоритовые и кварц-серицит-хлоритовые сланцы с прослоями черных алевролитов, мелкозернистых песчаников и пластом белых мраморов (мощностью в первые метры) в нижней части. Вверху они сменяются черными и темно-серыми аргиллитами и алевролитами.

На Марухском участке тебердинская свита представлена пачкой зеленых пльчатых кварц-серицит-хлоритовых сланцев, также содержащих линзы белого мрамора мощностью до 10 м, и вышележащей пачкой темно-серых аргиллитов и алевролитов.

Однозначное решение вопроса о возрасте тебердинской свиты сейчас невозможно из-за отсутствия в ней органических остатков и затушеванных первичных соотношений с выше- и нижележащими толщами. Достоверно известно, что свита принадлежит к доверхнепалеозойским образованиям. На ее контакте с подстилающей ачхминарской свитой располагаются силлообразные интрузии диабазов и микрогаббро, а контакт с вышележащей вулканогенной фаунистически не охарактеризованной карабекской свитой закрыт. В этих условиях, учитывая тот факт, что в тебердинской свите присутствуют черные филлиты и песчаники, неотличимые от соответствующих пород силура, можно предполагать силурийско-девонский возраст тебердинской свиты.

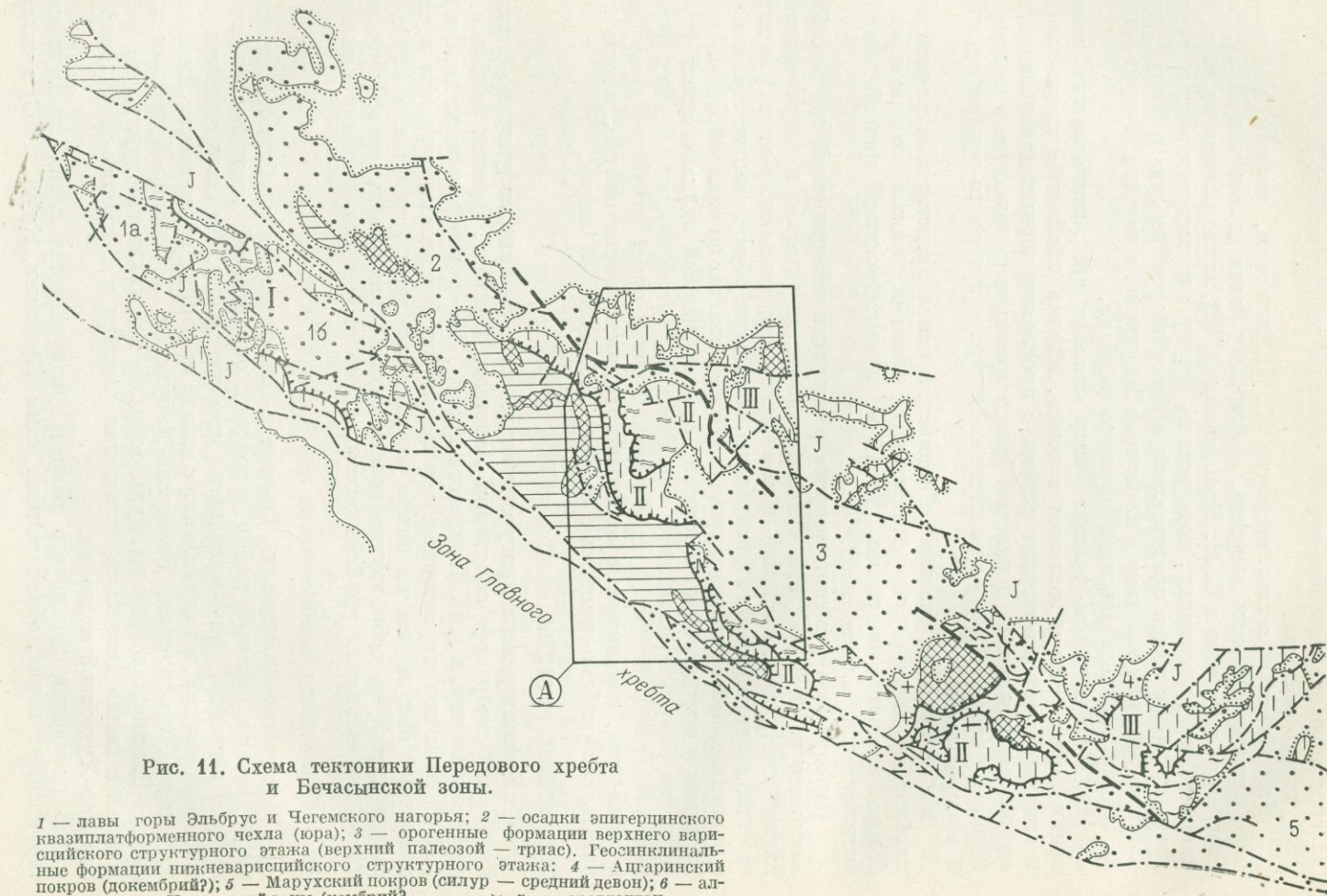
ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Отложения девона присутствуют во всех основных структурно-формационных зонах доюрского основания Большого Кавказа. Причем наиболее полно они сохранились в зоне Передового хребта. Поскольку девонские толщи в каждой из этих зон характеризуются своими особенностями строения и состава, поскольку они не всегда полно охарактеризованы фауной и в каждой зоне расчленяются на свои трудно сопоставимые литолого-стратиграфические единицы, постольку их удобнее описывать по структурно-формационным зонам.

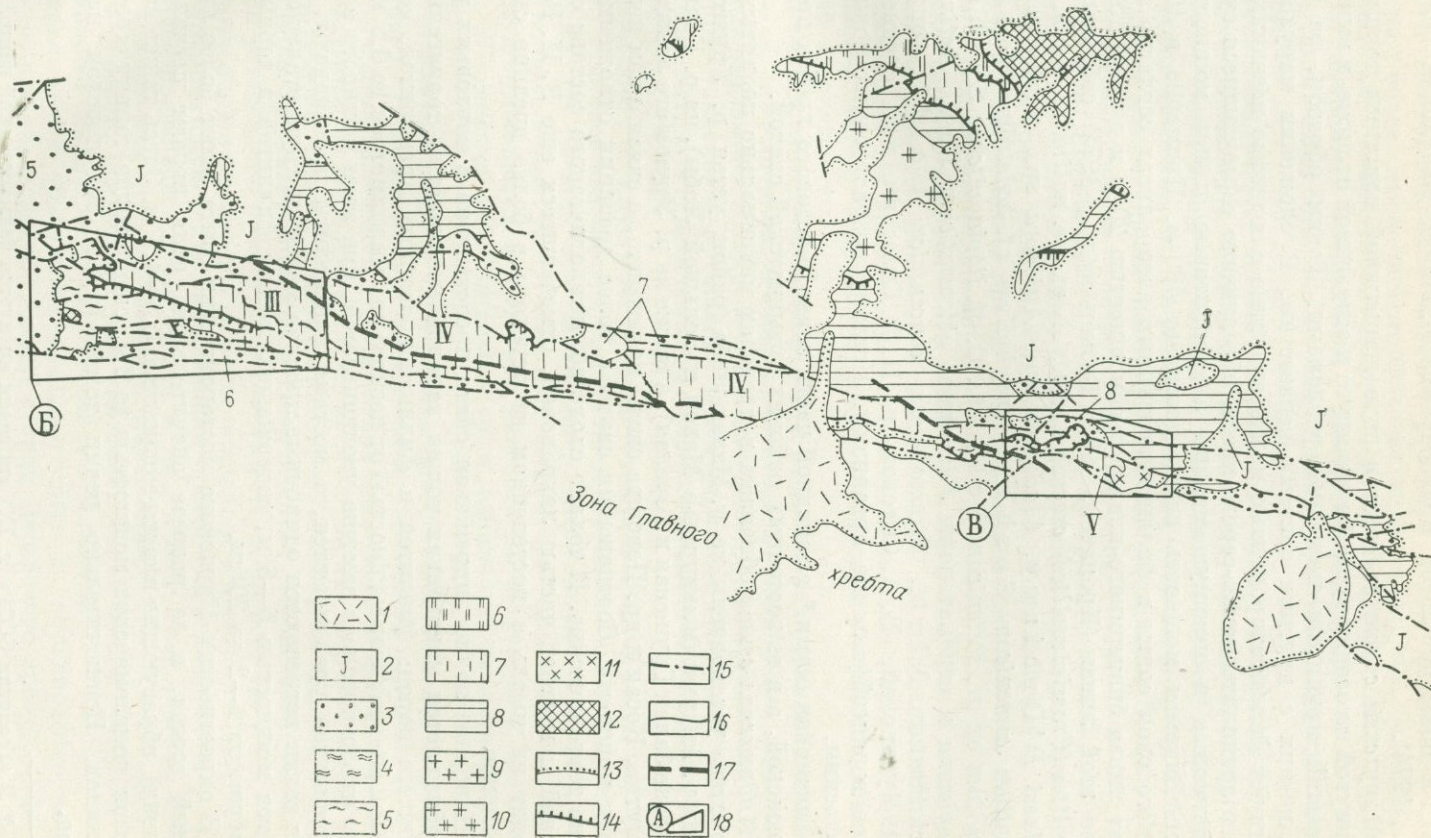
Зона Передового хребта

В интрагеосинклинали Тырнауз-Пшекишского глубинного разлома мы имеем весьма пестрый набор девонских образований осадочного и вулканогенного генезиса, сформировавших мощную толщу. По типу строения разреза этих образований, в направлении с запада на восток, выделяются: Пшекишская, Уруштено-Ацгаринская, Бескесско-Марухская, Тебердино-Худеская и Малкинско-Баксанская подзоны, кулисообразно подстилающие друг друга (рис. 11). Наиболее полно девонские отложения развиты в Бескесско-Марухской и Тебердино-Худесской подзонах.

В основании девонского разреза располагается серия преимущественно терригенных пород, объединенных нами (Кропачев, Круть, 1963) в тоханскую



(девон — нижний карбон); 8 — кристаллический фундамент (докембрий?). Интрузивные породы: 9 — гранодиориты (чиликийская интрузия); 10 — граниты (малкинский массив); 11 — границы (эльджуртинский массив); 12 — серпентинизированные гипербазиты; 13 — границы несогласно залегающих комплексов; 14 — надвиги; 15 — крутопадающие разломы; 16 — границы интрузий; 17 — границы структурно-фациальных подзон паравоухтона зоны Передового хребта; 18 — участки, геологическое строение которых показано на рис. 14, 16, 18. Основные структуры поздневарисийского этапа: 1а — Белореченская, 16 — Бамбакская; 2 — Блыбская; 3 — Урупская; 4 — Кяфаро-Зеленчукская; 5 — Аксаутская; 6 — Эпчикская; 7 — Чуммурлинская; 8 — Исламчатская. Структурно-фациальные подзоны ранневарисийского этапа: I — Пшекишская; II — Уруштено-Ацгаринская; III — Беснеско-Марухская; IV — Тебердино-Худесская; V — Малкинско-Баксанская



серию, и обнаженная на правом берегу р. Марух марухская свита (Греков и др., 1974).

Марухская свита залегает в виде шарьяжной пластины толщиной 300 м, надвинутой на осадки турнейского яруса и отделенной от ниже- и вышележащих отложений крупными пологими разломами. Таким образом, ее первичные соотношения с другими свитами неизвестны. В сложении марухской свиты участвуют филлитизированные мелкозернистые слюдястые песчаники, алевролиты и аргиллиты темно-серого цвета, образующие чередующиеся существенно песчаниковые и преимущественно алевролитовые пачки мощностью 100—150 м. Видимая мощность свиты достигает 400 м. Примерно в 100 м ниже верхнего слоя свиты в филлитизированных алевролитах согласно с ними залегает линза биогермного известняка мощностью 20 м и длиной 150 м. В подошве этой линзы (Кропачев, 1961; Греков и др., 1974) собраны табуляты *Alveolites* (*Crassialveolites*) *crassus* L e c., *A. ex gr. naliivkini* S o k., *Favosites goldfussi* D ' O r b i n g y, *Cladopora* sp., *Aulopora* sp., тетракораллы *Aulacophyllum armenicum* S o s h k., *Stenophyllum* cf. *hedströmi* S o s h k., *Camphophyllum* ex gr. *soeticum* S c h l ü t., *C. cf. litvinovitchae* S o s h k., *Pseudomicroplasma* и строматопоры *Jdiostroma* aff. *uralicum* J a v., *Actinostroma* ex gr. *clathratum* N i c h., *Stromatopora concentrica* G o l d f., определенные И. И. Чудиновой, В. А. Сытовой и Н. Я. Спасским как среднедевонские, точнее верхнеэфельские организмы. Поэтому возраст свиты можно считать эфельским.

Тоханская серия* в западной части зоны Передового хребта представлена андрюкской, а в ее восточных районах артыкчатской свитой.

Андрюкская свита обнажена в пределах максимально поднятых участков. Ее выходы установлены на р. Малая Лаба (район устья р. Уруштен) в верховьях р. Андрюк (междуречье Малой и Большой Лобы), на р. Большая Лаба (в районе балок Грушевая и Горелая), а также на р. Уруп и его левых притоках: Бахмутка, Косая и др. Подошва свиты не вскрыта, в связи с чем неизвестна ее полная мощность. Соотношения свиты с более древними отложениями повсеместно тектонические. И только сходство литологического состава свиты с марухской и верхней частью лахранской, отмечавшееся еще В. Н. Робинсоном, наводит на мысль о постепенном ее переходе в более древние силурийские отложения.

Наиболее полно андрюкская свита представлена в верховьях р. Андрюк, где обнажается монотонная толща параллельнослоистых терригенных мелкозернистых пород: филлитов и филлитизированных аргиллитов, содержащих прослой алевролитов мощностью от нескольких миллиметров до 0,5 м. В верхах свиты число прослоев заметно увеличивается, при этом мощности алевролитов и аргиллитов уравниваются, а местами алевролиты преобладают. В нижней части свиты встречаются одиночные прослой мелко- и крупногалечных конгломератов мощностью 5—6 м, содержащих гальку филлитов и черных кремней размером от 1—2 до 20 см.

В окрестностях Урупского месторождения свита имеет более крупнообломочный состав, в ее разрезе значительную роль играют песчаники (балка Псекекч), образующие пласты мощностью 0,5—1,5 м. Здесь также встречаются прослой конгломератов мощностью до 2 м, содержащие гальку кремней и известняков. Исключительно редки тонкие (до 10 см) прослой карбонатных пород.

* В «Геологии СССР» (т. IX) эта серия именуется бахмуткинской свитой.

В Уруштено-Ацгаринской подзоне (р. Малая Лаба) андрюкская свита представлена более высокометаморфизованными породами, такими, как кварц-хлоритовые, кварц-хлорит-эпидотовые сланцы, филлиты и превращенные в кварциты алевролиты. Часть свиты, вскрытая в ущелье р. Андрюк, имеет мощность 900 м. На других участках вскрыта меньшая часть свиты.

Артыкчатская свита — аналог андрюкской свиты в Тебердино-Худесской и Малкинско-Баксанской подзонах — сложена аргиллитами, алевролитами и песчаниками. В них в виде подчиненных прослоев встречаются конгломераты, кремни и туфогенные породы. Последние тяготеют к верхам разреза. Конгломератовые линзы, максимальная мощность которых составляет 5—8 м, а длина 20 м, часто расположенные кулисно, образуют пачку мощностью 100 м примерно в 1500 м от кровли свиты. Они содержат гальку кремней, микрокварцитов, аргиллитов и известняков. С конгломератами пространственно тесно связаны обнаруженные И. В. Круть биогермные караваеобразные тела известняков размером в основании до 2 м при мощности 0,1—1 м, явившиеся источником известняковой гальки.

Наиболее полные разрезы свиты известны в бассейнах рек Тохана и Артыкчат, где ее видимая мощность превышает 2000 м. Подошва свиты везде срезана разломами. На артыкчатской свите согласно залегает вулканогенная кызылкольская свита — возрастной аналог сосновской свиты, согласно перекрывающей андрюкскую.

В андрюкской свите в бассейне р. Уруп найден коралл (балка Власинчиха), по мнению Л. М. Улитиной, очень похожий на *Tamnophyllum* или *Macgela*, характерные для девона, и микрофауна (балка Косая), по определению А. М. Куликовой, представленная: *Eovolulina*, *Archaeosphaera*, *Parathurammina*, *Irregularia*, *Paracoligella*, *Vicinesphaera*, не встречающимися ниже среднего девона (Афанасьев и др., 1963).

На левом борту р. Уруп в 500 м выше устья р. Бахмутка В. А. и Е. А. Снежко в 1965 г. в слое конгломератов с галькой кремней и известняков обнаружили коралл, по мнению Э. З. Бульванкер, относящийся к представителям подрода *Trematophyllum* *Wedeking*, встречающегося в эйфельских отложениях. В конгломератах и прослоях известняков встречены водоросли *Renalcis* sp., *Chabakovia* sp., *Epiphiton* sp. и единичные экземпляры *Archaeosphaera* sp.

В артыкчатской свите в биогермных известняках найдены кораллы, по определению Т. Т. Шарковой, представленные: *Tamnopora poliforata* (Schlotheim) — форма, известная из отложений франского и живетского ярусов, *Scolioporadenticulata* (M. Edwards et Haime), встречающаяся в живетском и в нижней части франского ярусов, и *Piacocoenites* sp., распространенная от лудлова до живетского яруса включительно. Кроме того, И. И. Чудиновой было установлено присутствие *Coenites* sp., *Cladopora* sp. Весь комплекс табулят позволяет относить вмещающие породы к живетскому ярусу. Из аргиллитов артыкчатской свиты, вмещающих прослой конгломератов, А. Д. Архангельской определены споры (Круть и др., 1963), относящиеся к верхам среднего девона или нижнефранским отложениям.

Таким образом, возраст осадков тоханской серии следует считать живетским, в нижней части, возможно, — раннеэйфельским.

Урупская серия объединяет вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, широко развитые на территории Передового хребта, в том числе в Пшекишской подзоне.

В Бескесско-Марухской подзоне ее слагают сосновская и семиродниковская, возможно, и карабекская свиты, а в Тебердино-Худесской подзоне — кызылкольская и кубилинкольская свиты.

Сосновская свита полно представлена в левых и правых притоках р. Большая Лаба вблизи Грушевой Поляны, в окрестностях Урупского месторождения и на р. Марух севернее урочища Сад. В ней преобладают базальтовые порфириты, массивные и миндалекаменные, порфириновые (с вкрапленниками плагиоклаза) или афировые, местами (в разрезе р. Марух) с шаровой текстурой (спилиты) и их лавобрекчии. Важной, но количественно подчиненной частью свиты являются липаритовые порфиры (кварцевые альбитофиры) и дацитовые порфириты (альбитофиры). Их доля в разрезе обычно варьирует от 5 до 20% и только в районе Урупского месторождения и в верховьях р. Даут количество липаритовых порфиров в разрезе достигает 50%, причем большая их часть сосредоточена в верхах свиты. Весьма редко встречаются андезитовые порфириты. Лавы сосновской свиты резко преобладают над всеми другими, встречающимися в ней породами, такими, как различные по размеру обломков туфы липаритового и базальтового состава, туффиты и туфопесчаники, которые слагают не более 3—5% объема свиты. В большинстве разрезов сосновской свиты туфогенные породы почти полностью отсутствуют или представлены мелкообломочными разностями. Грубые бомбовые туфы, диаметр обломков которых колеблется от 10 до 25 см, иногда достигая 50 см, встречены только на р. Марух. Полная мощность свиты в Бескесско-Марухской подзоне на р. Андрюк равна 750 м, в балке Водопадная (левый приток р. Большая Лаба) 900 м, в балке Горелая (правый приток р. Большая Лаба) 750 м, на Урупском месторождении 400—600 м, по р. Марух превышает 1000 м, а на р. Даут — 1500 м.

В западнее расположенной Уруштено-Ацгаринской подзоне полная мощность свиты в балке Дегтяная (левый приток р. Большая Лаба) достигает 700 м, в устье р. Уруштен равна 300—350 м. В окрестностях Бескесского месторождения мощность свиты превышает 500 м, а в балке Хацавитая 550 м. Полная мощность свиты в двух последних случаях неизвестна.

Сосновская свита относится к живетско-франским образованиям на основании ее согласного залегания на филлитах андрюкской свиты и под туфогенными отложениями семиродниковской свиты, а также вследствие ее синхронизации с эффузивами кызылкольской свиты.

Карабекская свита. С сосновской свитой, по-видимому, можно сопоставить также вулканогенную, карабекскую свиту, обнаженную на обоих берегах р. Марух, южнее устья балки Демухчат и на р. Зеленчук, в районе балки Горелая. Свита сложена массивными и миндалекаменными, преимущественно базальтовыми, в меньшей степени андезитовыми порфиритами. Среди базальтовых порфиров встречаются спилиты и вариолиты. Лавы в этой свите резко преобладают над туфами, представленными главным образом витрокластическими разностями. Размер обломков туфов обычно менее 3 мм. Пласты туфов имеют мощность не более 50 м. Лавы карабекской свиты сложены плагиоклазом, пироксеном (диопсид), хлоритом, клиноцоизитом и пумпеллитом. Со свитой тесно связана серия согласных, реже дайкообразных субвулканических тел диабазов и липаритовых порфиров. Линзы (силлы) липаритовых порфиров имеют мощность 0,2—5 м, а протяженность от 10 до 100 м, мощность даек диабазов достигает 10—12 м. Видимая мощность свиты достигает 500 м. Ее верхняя часть уничтожена лополитообразной интрузией габбро и габбродиоритов (архызский комплекс Ю. Н. Хильтова; 1959), слагающих верхнюю часть горы Большой Карабек.

О возрасте свиты известно только то, что она моложе тебердинской свиты, так как залегает на последней, и древнее прорывающих ее интрузий архызского комплекса, а также залегающих выше конгломератов башкирского яруса. На этом основании, учитывая сходство составов карабекской и сосновской свит, можно предполагать, что карабекская свита была сформирована в среднедевонское время.

Кызылкольская свита — аналог сосновской свиты в Тебердино-Худесской или Малкинско-Баксанской подзонах. Она практически непрерывно прослеживается от р. Даут до р. Малка и только восточнее последней (в Малкинско-Баксанской подзоне) обнажается в разобщенных, тектонически приподнятых блоках. В Тебердино-Худесской подзоне кызылкольская свита, по данным И. В. Круть, Л. И. Яковлева и Н. С. Скрипченко, сложена преимущественно лавами, реже встречаются туфы. Обычной и характерной частью свиты являются прослойки лиловых и красных, реже зеленых, яшм (нередко радиоляриевых). В Тебердино-Худесской подзоне в разрезе свиты доминируют основные эффузивы, такие, как базальтовые порфириты (минеральный состав: альбит, пироксен, хлорит, встречается пумпеллит, пренит, гематит, апатит) однородной массивной и подушечной (спилиты) текстуры, а также оливиновые базальтовые порфириты. Кроме того, присутствуют андезит-базальтовые, андезитовые и дацитовые порфириты, сосредоточенные вверху свиты. Липаритовые порфиры в кызылкольской свите весьма редки, в большинстве разрезов они отсутствуют. Соотношение главных составных частей свиты примерно следующее: базальтовые порфириты 45%, андезито-дацитовые порфириты 35%, липаритовые порфиры 5%, туфы средних и кислых пород около 15%, а туфы основных пород менее 1%. Мощность свиты меняется от 1000 до 2000 м, достигая максимума в районе р. Даут.

Кызылкольская свита в Малкинско-Баксанской подзоне, по данным Д. С. Кизевальтера, Е. Е. Милановского и И. И. Грекова, так же как и в других частях зоны Передового хребта, слагается преимущественно лавами базальтового состава, часто пестроокрашенными с шаровой текстурой, в которых в виде подчиненных прослоев встречаются потоки андезитовых порфиритов, липаритовых порфиритов и туфы. Кислые лавы тяготеют к верхам свиты. Наиболее полный разрез свиты на хр. Ташорун. В этом разрезе присутствуют немногочисленные прослойки сургучно-красных яшм, туфо- и лавобрекчий. Липаритовые порфиры составляют около 15% объема свиты и образуют линзы мощностью 5—30 м. Доступная наблюдению часть свиты имеет мощность 400 м.

О возрасте свиты можно судить по фауне, обнаруженной И. В. Круть в известняке верхнего горизонта свиты в балке Водопадной (правый приток р. Чемарткол). Фауна представлена кораллами, тентакулитами, остракодами и брахиоподами, среди которых А. И. и Г. П. Ляшенко определили: *Aulopora* sp., *Atripa* sp., *Novakia* sp. nov., *Styrolina* sp., *Uncinulus* sp., *Schizophoria* sp., *Sch. ex gr. striatula* Sch l., *Tentaculites* sp. Из этого же сбора К. А. Ермакова определила *Nalivkinella* sp. Фауна напоминает некоторые франские и среднедевонские формы. Поскольку она располагается в кровле свиты, а может быть даже в подошве вышележащей свиты, кызылкольскую свиту можно считать живетско-франским образованием. Также следует определять возраст сосновской свиты, поскольку обе свиты залегают на живетских осадках (артыкчатская и андрюкская свиты) и перекрываются франскими отложениями.

Семиродниковская свита, согласно залегающая на сосновской свите, распространена значительно шире последней. В хорошо обнаженных разрезах

этой свиты на реках Большая Лаба, Марух и др. можно видеть, что свита в Бескесско-Марухской зоне состоит из четырех согласно залегающих и постепенно сменяющих друг друга пачек. Подошвой свиты является контакт туфов с лавами сосновской свиты, кровлей — контакт туфов или конгломератов с известняками или мелкообломочными осадочными породами вышележащих свит.

Пачка 1 (кремнисто-железистые туффиты) наиболее полно представлена в верховьях р. Андрюк, где обнажены ее самые западные выходы. В состав пачки входят кремнисто-железистые туффиты, лиловые тонкослоистые яшмы, кремнистые сланцы, кремнисто-гематитовые сланцы и редко встречающиеся базальтовые порфириты лилового и зеленого цвета, обычно миндалекаменные. В этой пачке, на Урупском месторождении О. С. Жамгоцев насчитывает до 20% лав и кластолав липаритовых порфиров. Пачка кремнисто-железистых туффитов фациально очень изменчива, что обусловлено линзообразным строением большинства слагающих ее компонентов. Так, лиловые и красные яшмы, а также кремнисто-гематитовые сланцы образуют от одного до трех линзующихся прослоев мощностью 0,1—2,5 м. Прослеживая яшмы по простиранию, можно видеть, как они переходят в интенсивно гематитизированные сланцы, а также в кремнистые сланцы зеленовато-лилового цвета и кремнисто-железистые туффиты, ожелезненные менее, чем яшмы. Самые мощные прослои яшм выдерживаются по простиранию на первые километры, а более мелкие их прослои (мощностью 0,1—0,3 м) — на десятки и первые сотни метров. В целом пачка туффитов, содержащая лиловые яшмы, — хорошо выдержанный горизонт, прослеженный от р. Андрюк до р. Марух. Возможно, ее аналогом является 5-метровый слой лиловых яшм, обнажающийся на р. Дженайт на границе сосновской и семиродниковской свит. Мощность пачки обычно варьирует от 20 до 70 м. Отчетливо установлено уменьшение мощности пачки в южном направлении до полного выклинивания в Уруштено-Адгаринской подзоне. Крайние южные выходы лиловых туффитов установлены в балках Хацавитая и Дегтяная (Нефтяная).

Пачка 2 (туфы) — самая характерная и широко распространенная часть свиты. Ее наиболее полные разрезы обнажены в верховьях р. Андрюк, в балках Водопадная и Горелая, на Урупском месторождении и в балке Семиродниковская (приток р. Марух). Главной составной частью пачки являются разнообразные по составу обломков туфы преимущественно дацитовых и липаритовых порфиров, реже базальтовых и андезитовых порфиритов, вмещающие пластовые тела эффузивных пород, аналогичных эффузивам сосновской свиты. Кроме того, присутствуют прослои кремнистых сланцев и туфопесчаников. Для всех перечисленных пород характерен зеленый цвет, небольшая (5—10 м) мощность слоев и параллельная слоистость. Только мощность эффузивных тел достигает 50 м. Сравнение разрезов пачки выявляет значительные фациальные изменения, выраженные в быстрой смене по простиранию одних слоев другими, в изменении степени кислотности туфов, в увеличении или уменьшении величины обломков в них и количества прослоев осадочных и эффузивных пород. Фациальные изменения настолько резки, что два разреза, расположенные на расстоянии 1—2 км, часто совершенно несопоставимы в деталях, но по основным прекрасно выдержанным признакам пачку можно легко узнать. В пределах семиродниковской свиты намечаются четыре участка, которые отличаются повышенным содержанием грубообломочных и бомбовых туфов, а также потоков эффузивных пород основного и кислого состава. Эффузивные породы сосредоточены на западном склоне горы Маркопидж, грубообломочные

и бомбовые туфы — на реках Марух и Дженаит, а повышенное содержание пластовых тел липаритовых порфиров зафиксировано в районе Урупского месторождения и, по данным Д. С. Кизевальтера, в балке Длинная на р. Марух. Вероятно, отмеченные особенности строения участков указывают на близкое к ним расположение центров извержения. Мощность туфовой пачки на р. Андрюк равна 400 м, в балке Водопадная — 370 м, в балке Горелая — 400 м, в окрестностях Урупского месторождения достигает 600 м, в балке Семиродниковская (приток р. Марух) — 500—550 м, а на правобережье р. Теберда — превышает 700 м. Таким образом, намечается некоторое увеличение мощности пачки в восточном направлении. В сторону Уруштено-Апгаринской подзоны мощность пачки резко падает до 200 м в районе Бескесского месторождения и 220 м в районе балки Дегтяная.

Пачка 3 (филлиты) сложена осадочными и туфогенно-осадочными породами, среди которых наиболее распространены филлиты, филлитизированные аргиллиты и песчаники. В качестве подчиненных, но довольно часто присутствующих пород выступают гравелиты, конгломераты, кремни, туфопесчаники и туфоалевролиты.

Полные разрезы пачки можно видеть в верховьях балки Никитина: в балке Водопадная (приток р. Большая Лаба), в районе прииска Кизилчук и на р. Марух. В балке Водопадная пачка отчетливо делится на две части: нижняя сложена черными филлитовыми сланцами с редкими прослоями песчаников (0,1—0,5 м), а верхняя — чередующимися пластами филлитов и песчаников, среди которых встречаются пласты гравелитов и конгломератов. Огрубление состава пачки вверх по разрезу происходит постепенно путем увеличения количества прослоев песчаников, гравелитов, конгломератов, мощность которых равна 2—3 м. Мощность пачки равна 330 м, а ее нижней части — 150 м.

Аналогичный состав пачка имеет на других участках: в бассейне р. Большая Лаба и в верховьях р. Кяфар-Агур. На р. Марух в филлитах этой пачки присутствуют прослойки туфопесчаников и туфоалевролитов, а местами и мелкообломочных туфов, мощность которых колеблется от нескольких сантиметров до 5 м. На р. Зеленчук в верхней части пачки бурением обнаружены туфы липаритового состава. Мощность пачки в районе балки Семиродниковская равна 300 м.

Пачка 4 (конгломераты) в Бескесско-Марухской подзоне установлена в балке Никитина, на правобережье р. Большая Лаба (балка Водопадная), на обоих берегах р. Зеленчук, на р. Марух и в бассейне р. Теберда. Лучшие разрезы конгломератовой пачки располагаются в бассейне рек Марух и Зеленчук. В разрезе р. Марух пачка представлена чередующимися слоями средние и мелкогалечных конгломератов, среди которых встречаются пакеты песчаников мощностью 1,5—3,5 м, иногда до 25—30 м, прослойки песчаников с редкой неравномерно рассеянной галькой и прослойки валунных конгломератов мощностью до 6 м. Еще меньшее значение имеют прослойки алевролитов и аргиллитов мощностью 0,5—1,5 м. В верхах пачки преобладают мелкогалечные конгломераты, содержащие прослойки среднегалечных. Мощность пачки достигает 500—600 м.

На р. Зеленчук главную роль в составе пачки играют мелко- и среднегалечные конгломераты с прослоями крупногалечных конгломератов и песчаников. Здесь отчетливо проявлено ритмичное строение пачки, выраженное чередованием ритмов, сложенных внизу крупногалечными, затем средние и мелкогалечными конгломератами, а в кровле песчаниками. Внутреннее строение пачки аналогично строению турбидитовых толщ. Ритмичное строение пачки

наблюдалось и на левобережье р. Большая Лаба, где в балке Пцицарка чередуются трехэлементные ритмы, в строении которых участвуют конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты, а также двухэлементные ритмы, сложенные конгломератами и песчаниками или песчаниками и алевролитами. Наиболее распространены ритмы мощностью 1—2 м. В разрезе несколько преобладают конгломераты, обычная мощность которых 0,3—1 м. Изредка встречаются прослой мощностью 3—4 м. Конгломераты иногда валунные с обломками диаметром до 0,4 м. Мощность прослоев песчаников варьирует от 0,2 до 0,8 м и только кое-где достигает 4 м. Прослой филлитизированных алевролитов и аргиллитов обычно имеют мощность 0,1—0,3 м и очень редко 0,5 м.

Конгломераты семиродниковской свиты весьма своеобразные породы, диагностирующиеся по составу гальки, представленной характерным комплексом гранитоидных пород (плагииграниты, плагиигранит-порфиры, аплиты и микропегматиты), широким набором эффузивов семиродниковской и подстилающей ее сосновской свит (базальтовые и дацитовые порфириты, липаритовые порфиры, порфиритоиды, эпидот-хлоритовые сланцы, туфы базальтовых порфиритов и туфы липаритовых порфиров). Отличительным признаком конгломератов является уплощенная форма галек и базальный тип цемента, представленного туфогенными песчаниками. Размер галек колеблется от 1 до 20 см, а иногда встречаются валуны, размер которых по длинной оси достигает 55 см.

В Уруштено-Ацгаринской подзоне семиродниковская свита имеет существенно иное строение. На большей части этой подзоны она сложена мелко- и крупнообломочными туфами, главным образом кислых пород, на пачки не расчленяется и по составу очень близка к пачке туфов семиродниковской свиты Бескесско-Марухской подзоны. Разница заключается лишь в том, что в составе свиты местами встречаются породы трех других пачек (кремнисто-железистые туффиты, филлиты, песчаники и конгломераты). Изменение свиты при переходе от Бескесско-Марухской к Уруштено-Ацгаринской подзоне осуществляется путем уменьшения мощностей и фациального замещения туфами пород первой, третьей и четвертой пачек. Если в районе р. Андрюк и балки Водопадная мы имеем все четыре пачки семиродниковской свиты, то в окрестностях Бескесского месторождения она состоит только из пачки туфов и залегающей на ней пачки конгломератов. Далее на юг конгломераты постепенно замещаются туфами и южнее горы Пцицер семиродниковская свита состоит преимущественно из туфов и на пачки не расчленяется. Подобным же образом изменяется строение свиты в бассейне рек Зеленчук и Марух в сторону хр. Абишира-Ахуба. Суммарная мощность свиты в Бескесско-Марухской подзоне достигает 1500 м, а в Уруштено-Ацгаринской она падает до 300 м. Изменение состава и строения семиродниковской свиты является одним из главных оснований для выделения структурно-фациальных подзон в среднем палеозое Передового хребта. На западе Передового хребта, в Пшекишской подзоне доступна наблюдению только верхняя часть свиты, обнаженная в основании палеозойского разреза по р. Белой и ее правым притокам — рекам Киша и Безымянка. Главные выходы семиродниковской свиты этого района находятся на р. Белой у впадения в нее р. Киша (Пшекишская горст-антиклиналь), на р. Безымянка в районе Абагского пастбища и горы Экспедиция, на р. Киша, на южных склонах горы Джуга и Аспидным перевале. Семиродниковская свита в этих районах сложена вулканогенными и осадочными породами. Вулканогенные породы представлены преимущественно туфами как мелко-, так и грубообломочными, вплоть до бомбовых (размер обломков 10—15 см). В виде подчиненных слоев присутствуют эффузивы кислого (липарит-

товые порфиры) и основного состава, часто метаморфизованные до порфиroidов и порфиритоидов, туффиты и туфопесчаники. Обломки в туфах, представленные андезитовыми порфиритами и липаритовыми порфирами, кристаллами альбита и кварца, слагают 30—40% объема породы. Цемент в них базального типа, рассланцован, состоит из мелкозернистого агрегата зерен кварца, плагиоклаза, хлорита и серицита, на который наложен эпидот и поизит.

Осадочные породы представлены филлитами, разнозернистыми туфопесчаниками и конгломератами. Обычно они тяготеют к верхам свиты. Так, в разрезе горы Джуга верхнюю часть свиты слагают конгломераты, мощность которых изменяется от 70 до 200 м, а под ними нередко залегает пачка филлитов мощностью в 30—40 м. Конгломераты здесь, как и вообще в семиродниковской свите, переслаиваются с полимиктовыми песчаниками, образующими прослой мощностью 3—5 м; а в разрезе по р. Киша, вероятно, полностью фациально замещающими конгломераты. В песчаниках иногда встречаются гальки плагиогранитов, широко распространенные в конгломератах. Галька конгломератов линзовидная, уплощенная. Ее форма, вероятно, обусловлена окатыванием в зоне прибоя и последующим расплющиванием. В гальке обнаружены эпидозиты (по основным эффузивам), афировые и порфировые базальтовые порфириты (альбитофиры), липаритовые порфиры (кварцевые альбитофиры) и гранитоиды. Половина всех галек — это равномернозернистые плагиограниты, участками с гранофировой структурой и порфиroidные плагиограниты с микрогранитовой основной массой: сложенные альбитом, кварцем и хлоритом. Гальки сцементированы полимиктовым песчаником. Доступная наблюдению часть семиродниковской свиты этого района имеет мощность 600 м или немного более.

Кубилянкольская свита, выделенная И. В. Круть (1963) из карачаевской серии, является возрастным аналогом семиродниковской свиты в Тебердино-Худесской подзоне. Эта свита залегает согласно на эффузивах кызылкольской свиты и слагается осадочными и туфогенно-осадочными породами с подчиненными им кислыми лавами. Мощность свиты в районе р. Даут превышает 2000 м, а в восточной части зоны уменьшается до 800 м. Почти на всем протяжении в основании свиты прослеживается горизонт полосчатых яшмоидов. Нижняя часть свиты образована часто переслаивающимися туфопесчаниками, полимиктовыми песчаниками, алевrolитами, аргиллитами, яшмоидами. Иногда среди них встречаются туфы сложного состава, липаритовые порфиры и реже других плагиоклазовые базальтовые порфириты. Верхняя осадочная часть сложена пластами кварцевых песчаников и гравелитов. В ней залегают конгломераты и туфоконгломераты. В конгломератах преобладает галька эффузивов, главным образом кислых, часто встречается галька известняков и плагиогранитов.

К кубилянкольской свите относятся и описанные В. Н. Робинсоном «глыбовые конгломераты». Тщательное изучение «глыб» этих конгломератов, проведенное И. В. Круть (1963), показало, что к ним отнесены вытянутые линзовидные тела длиной до 10 м при мощности до 2 м, конусовидные известковистые образования высотой 5—15 м при длине 10—40 м, сопровождаемые шлейфом известняковой гальки, и глыбы известняков неправильной формы размером в первые кубометры. Все эти известняковые тела (сопровождающиеся галькой биогермы), распространенные от левого борта р. Даут до горы Эльмезтюбе, являются образованиями, синхронными вмещающим породам. Содержащаяся в них фауна датирует кубилянкольскую свиту.

Наиболее полные сборы сделаны И. В. Круть на левом склоне долины р. Кубани, между устьями балок Нарзанной и Кильяну, а также на северном склоне горы Эльбаши. По определению А. И. Ляшенко, в первом сборе присутствуют: *Hypothyridina cuboides* S o w., *Gypidula* cf. *brevirostris* P h i l l., *Atrypa* ex gr. *planosulcata* W e b s t., *A.* cf. *abticola* F r e c h., *A* ex gr. *devoniana* W e b s t., *Spinatripa* ex gr. *aspera* S c h l., *Sp.* ex gr. *tubaecostata* P a e s k., *Schizophoria* ex gr. *bistriata* T s c h e r n., *Gypidula* ex gr. *biplicata* S c h n u r., *Pugnax* cf. *linula* L i a s c h. и др. Фауна весьма близка к фауне кубоидного горизонта Урала (средне-верхнефранский подъярус). Во втором пункте определены: *Schizophoria* ex gr. *striatula* S c h l., *Gypidula* *biplicata* S c h n u r., *Atrypa* ex gr. *alinensis* V e r n., *Adolfia* cf. *scorosus* M a r k., встречающиеся в верхнефранском подъярсе Урала (аскинские слои).

В пробе из самого верха свиты на р. Даут А. Д. Архангельская установила комплекс спор, характерный для верхней части среднефранских отложений Русской платформы (Круть и др., 1963).

В Малкинско-Баксанской подзоне лучший разрез кубилиянокольской свиты известен на хр. Гитче-Тырныуз. По данным И. И. Грекова, он состоит из шести пачек. Первая снизу пачка (мощностью 30—40 м) сложена пестрыми туфами кислого состава, туффитами и филлитами с линзами известняков. Вторая пачка (мощностью 50—100 м) сложена массивными туфами плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов с прослоями туффитов и кремнистых сланцев. Туфы представлены мелко-, средне- и крупнообломочными разновидностями. В последних присутствуют обломки липаритовых порфиритов и андезитовых порфиритов размером до 20—30 см. Третья пачка (мощностью 20—40 м) по составу аналогична первой, а четвертая (мощностью 200—300 м) — второй пачке. Пятую пачку в этом разрезе образуют темно-серые аргиллиты и алевролиты, содержащие прослой туффитов и туфов средних пород. Мощность их варьирует от 40 до 100 м. Верхняя — шестая пачка (мощностью 200—300 м), как и вторая, образована главным образом туфами.

Таким образом, в Малкинско-Баксанской подзоне кубилиянокольскую свиту слагают преимущественно туфогенные породы, переслоенные подчиненными им мелкозернистыми осадками. В основании свиты часто присутствуют сургучно-красные яшмы, местами встречаются линзы конгломератов с плагиогранитной галькой. Общая мощность свиты превышает 600 м. Обилие разломов, в том числе надвигового типа не дает возможности видеть здесь полную мощность свиты.

В верховьях рек Джувурген и Суарык в туфогенных осадках кубилиянокольской свиты изредка встречаются линзы (биогермы) известняков размером до 30 × 15 м, приуроченные к выдержанному горизонту осадочных пород. В этом же горизонте встречаются мелкие обломки известняка, в которых Е. А. Снежно собраны неопределимые остатки кораллов и *Stringocephalus* sp. indet., указывающие, по мнению М. А. Ржонсницкой, на живецкий возраст толщи.

Урупская серия в целом является раннегеосинклинальной вулканогенной формацией. Она состоит из двух частей: нижней — лавовой и верхней — туфогенно-осадочной.

В нижней части кроме лав, составляющих 85—95% ее объема, присутствуют пирокласты и в небольшом количестве хемогенные и биогенные породы осадочного и эксгальционно-осадочного генезиса. Среди лав преобладают базальтовые порфириты часто миндалекаменные с подушечной отдельностью (спилиты), образующие потоки и покровы, протягивающиеся на многие ки-

лометры. Лавы основного состава являются повсеместным и обязательным членом этой части разреза. Подчиненная роль в ней принадлежит липаритовым порфирам, концентрирующимся на ограниченных по площади участках (балка Хацавитая, район Урупского месторождения, бассейн р. Даут и др.) в виде мощных потоков, составляющих на этих участках 30—50% лав. Андезитовые порфириты в значимых количествах присутствуют только в Тебердино-Худесской подзоне (район месторождения Худес). Заметную роль в этой части разреза играют лавобрекчии пород основного состава. Пирокласты представлены кислыми, смешанными, реже основными, туфами. Иногда встречается перетолженный туфовый материал в виде линз туфоконгломератов и прослоев тонкополосчатых кремнистых туффитов. В Тебердино-Худесской подзоне в кызылкольской свите присутствуют прослой яшм, содержащие остатки радиолярий. Яшмы обычно красные, реже зеленые.

Мощность лавовой части разреза урупской серии в зоне Передового хребта меняется закономерно. Ее максимум мы имеем в бассейне рек Марух — Кубань. В западном и восточном направлении мощность уменьшается.

По характеру строения и набору пород можно полагать, что сосновская и кызылкольская свиты формировались в морских условиях на значительной глубине. Лавы основного состава, занимающие огромные площади, поставлялись извержениями трещинного типа, вулканизм носил ареальный характер. Такой же тип извержения, но на меньшей площади можно предполагать для андезитовых лав. Картина распространения липаритовых пород в составе формации, скорее всего, говорит об их связи с вулканами центрального типа.

Верхняя часть урупской серии (семиродниковская и кубиянкольская свиты) образована более сложным комплексом пород и характеризуется большей фациальной изменчивостью. В этой части серии количество вулканогенного и терригенного материала заметно меняется от одной фациальной зоны к другой, при этом меняется и соотношение лав с пирокластами. Замечено, что роль осадочных пород в семиродниковской и кубиянкольской свитах гораздо выше в срединной части зоны Передового хребта, чем на ее северо-западном и юго-восточном окончаниях. Лавы основного и кислого состава здесь присутствуют примерно в равных количествах. Резко подчинены андезитовые лавы. Туфы здесь также обычны, как и лавы, в них преобладают кислые и андезитовые разновидности. Хемогенные и хемо-биогенные осадки представлены кремнистыми сланцами и яшмами. Липаритовые порфиры образуют линзовидные массивы мощностью до 500—600 м протяженностью на многие километры; подобные линзы, но мощностью до 300—400 м образуют основные породы. Вероятно, эти линзы отмечают собой центры извержений.

Осадочные породы верхней части урупской серии представлены преимущественно песчаниками и алевролитами, а также аргиллитами и конгломератами. В конкретных разрезах количественные соотношения этих пород с вулканитами и между собой меняются, что позволяет выделить толщу преимущественно терригенных пород в центральной части Передового хребта (Бескесско-Марухская и Тебердино-Худесская подзоны). Туфогенный материал в этой толще играет подчиненную роль. Характерной составляющей терригенной толщи являются полимиктовые конгломераты с галькой плагиогранитов. Для осадочных пород обычна типичная для турбидитов градационная слоистость и ритмичность. Сложное строение верхней части урупской серии говорит о сложности и изменчивости обстановки ее формирования. Образование семиродниковской и кубиянкольской свит происходило в условиях интенсивно проявлявшейся эксплозивной деятельности вулканов, осуществлявшейся

в условиях мелкого моря. Продукты вулканизма здесь же перемывались, образуя терригенные породы. Здесь же возникали и разрушались биогермные постройки. Размыв и перемыв осадков происходил при неровном рельефе дна и наличии островных поднятий, с которых сносились продукты вулканизма и гранитоиды.

С вулканитами урупской серии тесно ассоциируют субвулканические тела (дайки, силлы и штокообразные залежи), представленные диабазами, андезитовыми и дацитовыми порфиритами, а также липаритовыми порфирами. В общем субвулканические породы по минеральному и химическому составу аналогичны эффузивным породам. К этой же группе тел принадлежат неки автомагматических брекчий.

Петрохимическое изучение пород урупской серии (Демин и др., 1965) показало, что базальтовые порфириты сосновской и кызылкольской свит характеризуются повышенным содержанием кремнекислоты (49—55%). Суммарное содержание щелочей в этих породах варьирует от 4,0 до 4,7%. Встречаются базальтовые порфиры как нормального, так и пересыщенного Al_2O_3 ряда.

Замечено, что в базальтовых порфиритах верхней части серии падает содержание Na_2O (менее 2,24%), суммарное содержание щелочей (3,05%) и появляются пироксеновые базальтовые порфириты, обогащенные калием. От средних базальтов, по Дэли, они отличаются большим содержанием Na_2O и меньшим CaO , K_2O и фемических компонентов. В главных чертах они сходны со спилитами вообще и спилитами Южного Урала в частности. Это базальты толеитового типа, а в семиродниковской свите они ближе к океанскому типу. Андезитовые порфириты (в сравнении со средним андезитом по Дэли) обладают повышенным количеством кальция и алюминия. Несколько повышено в них содержание двухвалентного железа.

Дацитовые порфириты по химическому составу относятся к породам, несколько пересыщенным алюминием. Для них также характерно преобладание Na_2O над K_2O . От среднего дацита, по Дэли, они отличаются большей величиной отношения Na_2O к K_2O и меньшим содержанием щелочей и калия. Кроме того, они характеризуются большей величиной фемической составляющей и меньшим содержанием полевошпатовой извести.

Липаритовые порфиры также пересыщены алюминием. От средних липаритов, по Дэли, они отличаются значительно меньшим содержанием K_2O и большим отношением Na_2O к K_2O . Они близки к кварцевым кератофирам, по Дэли, и отличаются от последних большим содержанием фемических компонентов. Липаритовые порфиры верхней половины серии отличаются от своих аналогов из низов серии большей величиной фемической составляющей и меньшей щелочностью.

Таким образом, урупская серия — это ассоциация парагенетически связанных осадочных и вулканогенных пород, вполне соответствующая спилит-кератофировой формации. В целом вулканиты урупской серии можно отнести к ряду известково-щелочных пород с несколько повышенной щелочностью.

Наратэшикская серия сложена карбонатными и терригенными осадками позднедевонского и раннекарбонного возраста. Наиболее полно серия представлена в Бескесско-Марухской подзоне, где расчленяется на пастуховскую, гидамскую (агурскую) и кыркольскую свиты. В западной части Передового хребта к ней относится джентинская свита, а в восточной (Малкинско-Баксанская подзона) — терригенно-карбонатная толща, сопоставимая с гидамской и кыркольской свитами.

Общим свойством всех свит, объединенных в наратэшиксую серию, является широкое развитие в них органогенных карбонатных отложений.

Пастуховская свита Бескесско-Марухской подзоны в стратотипическом разрезе на горе Пастухова, где она впервые была описана М. И. Никитиной и Д. С. Кизевальтером, состоит из чередующихся пластов красно-бурых и зеленых песчаников, алевролитов и аргиллитов, вмещающих от 1 до 4 пластов серых известняков. Иногда встречаются гравелиты. В бассейне рек Марух и Зеленчук в основании свиты прекрасно прослеживается пласт белых мраморов мощностью от 10 до 25 м и лишь в исключительных случаях более 30 м. Песчаники чаще всего кварцевые или полевошпат-кварцевые. Их цвет зависит от характера цемента: железистого — у красно-бурых разновидностей и хлоритизированного — у зеленых. Песчаники образуют пласты мощностью 0,5—10 м, а им подчиненные филлитизированные алевролиты и аргиллиты — от нескольких сантиметров до 1,5 м, местами до 5 м. Мощность линз гравелитов не превышает 7 м. Мощность известняковых прослоев и линз варьирует от 10 до 30 м и составляет 10—20% мощности свиты.

Если вдоль зоны состав и мощность свиты довольно выдержаны, то в поперечном направлении они резко меняются. Особенно отчетливо эти изменения можно наблюдать в бассейне рек Зеленчук и Марух, где в направлении с севера на юг устанавливается сокращение мощности свиты от 450 до 100 м, сопровождающееся выклиниванием пластов известняка, уменьшением количества красноцветных пород и увеличением роли алевролитов и аргиллитов.

Уменьшение мощности с севера на юг от 500 до 250 м происходит в бассейне р. Теберда. При этом красноцветные осадки исчезают из разреза (на хр. Кенделляр-ляр и горе Муху песчаники преимущественно зеленого цвета), а в основании свиты появляется отсутствующий на севере пласт белых мраморов.

Пастуховская свита в Тебердино-Худесской подзоне сохранилась только около пос. Картджурт на обоих берегах р. Кубани, где она представлена пачкой кварцевых известковистых песчаников мощностью 100—150 м, содержащей линзы известняков протяженностью в первые десятки, редко до сотни метров и толщиной в 10—16 м. Песчаники залегают согласно на глыбовых конгломератах кубилиянокольской свиты. Основанием для определения возраста свиты, кроме ее стратиграфического положения, служат следующие данные.

1. Д. С. Кизевальтер и М. И. Никитина на р. Кызыл-Су (бассейн р. Куль-Тюбе) нашли, а В. Н. Крестовников определил брахиоподы: *Productus* sp., *Productella calva* var. *multuspinosa* S o w., *Pr. cf. herminoe* F r e s c h., *Chonoplectus* sp., *Waagenoconcha* cf. *oreliana* M o e l., *Plicatifera* cf. *simplicior* W i d b o r g e, *Cyrtospirifer* cf. *calcaratus* S o w., *C. cf. archiaci* M u r c h.; пелециподы *Pecten* sp. и гастроподы *Naticopsis* sp., *Pleurotomaria* aff. *subimbricata* W i d b o r g e, *Pl. cf. sublaevis* R o e n., *Coleolus gracilis* H a l l.

Из этого же сбора О. А. Липиной определены фораминиферы: *Parathurrammina paulis* В у х., *Bisphaera grandis* L i p., *Baituganella vulgaris* L i p., *Paracoligella* sp., *Glomospiranella* sp., *Septatourayella rauserae* L i p., *Septaglomospiranella* sp., *Ammobaculites* sp., *Umbella* cf. *bella* M a s l., *Um. cf. famena* В у х.

Брахиоподы, по заключению В. Н. Крестовникова, встречаются в задонских, елецких, лебедянских слоях Русской платформы и в калькаратусовых и сульфидированных слоях Казахстана. Они определенно говорят о фаменском возрасте свиты, причем *Cyrtospiriter* cf. *calcaratus* S o w., *C. cf. archiaci* M u r c h. более характерны для нижнефаменского подъяруса.

2. В нижнем пласте известняка, на левобережье р. Куль-Тюбе С. М. Кропачев нашел фораминиферы, определенные О. А. Липиной как *Umbella grandis* M a s l., *Endothyre* sp.

3. На левом берегу р. Марух Д. С. Кизевальтер указывает *Umbella cf. bella* Masl.

4. В Тебердино-Худесской подзоне на обоих бортах долины р. Кубани Е. А. Снежко и И. И. Грековым (1965) в прослоях известняков обнаружен комплекс фораминифер, определенных А. Д. Миклухо-Маклаем как позднедевонский, скорее фаменский.

На основании перечисленных органических остатков, учитывая залегание свиты на отложениях кубилиянокольской (фаменский ярус) и под осадками гидамской свиты (верхний фамен), пастуховскую свиту можно уверенно считать нижефаменской.

Гидамская свита распространена в бассейне рек Теберда и Зеленчук, т. е. в Бескесско-Марухской подзоне.

Нижняя подсвита гидамской свиты представлена массивными, мраморизованными известняками, в которых очень редко встречаются прослойки песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью до 0,5 м. Мощность нижней подсвиты меняется от 50 до 200 м, причем уменьшение мощности на Марух-Зеленчукском водоразделе происходит в юго-западном направлении, а на правобережье р. Теберда в восточном.

Верхняя подсвита имеет переменный состав. В ее северных выходах преобладают песчаники, а в южных филлиты. Как на юге, так и на севере обычной (но подчиненной) составной частью подсвиты являются известняки мощностью 0,5—30 м. В разрезе северного типа присутствует пачка пестроцветных осадков, залегающих на известняках нижней подсвиты. Мощность верхней подсвиты в бассейне р. Марух уменьшается в южном направлении от 400 до 70—100 м. В бассейне р. Теберда мощность подсвиты в восточном и южном направлении сокращается от 350 до 50 м, а на северном склоне горы Кенделляр-ляр конгломераты более молодой кыркольской свиты лежат прямо на мощном пласте известняка. Изменение мощности сопровождается изменением состава, выраженным в уменьшении количества песчаников в направлении с запада на восток.

Возраст нижней подсвиты гидамской свиты устанавливается по многочисленным находкам фауны и микрофауны. Впервые в ней фауну встретил К. А. Прокопов (1936), открывший девонские отложения на Северном Кавказе.

В устье р. Агур В. Н. Робинсон обнаружил строматопоры, определенные Б. Б. Чернышевым как новые виды *Stylobistroma caucasica* sp. nov., *Labechia robinsoni* sp. nov. В этих же известняках в основании разреза р. Агур Д. С. Кизевальтер, М. И. Никитина и А. Ю. Розанов нашли брахиоподы: *Productella herminae* Fresh., *Pr. calva* var. cf. *koscharica* Nal., *Pugnax janischevskii* Rosm., *Chonopectus* cf. *elcicus* Nal., *Athyris* ex gr. *concentrica* Vuch., по заключению В. Н. Крестовникова характерные для нижней половины фамена (верхняя часть задонских слоев Русской платформы). Здесь же обнаружены многочисленные фораминиферы, отнесенные О. А. Липиной к зоне *Septatourayella rauserae* верхнего фамена.

На водоразделе рек Гидам и Кишкит в кровле известняков нижней подсвиты автором собраны фораминиферы *Baituganella* cf. *chernyshinensis* Lip., *Ammodiscus* cf. *planus* Moell., *Spiroplufammia* sp. или *Ammobaculites* sp., *Septatourayella* cf. *crainica* Lip., *Endothyra antiqua* Rauss., *E. latispiralis* Lip., *Glomospiranella* sp. Для этих организмов О. А. Липина допускает возраст от зоны *Septatourayella rauserae* до турне включительно.

В гидамских известняках (на правобережье р. Гидам), рассматривавшихся В. Н. Робинсоном в качестве этренских слоев, Г. Д. Ажгиреем и автором обнаружены фораминиферы зоны *Septatourayella rauserae* (определения О. А. Ли-

(пиной), такие, как *Quasiendothyra* cf. *communis* R a u s., *Q.* cf. *kobeitusana* R a u s., *Endothyra* cf. *spinosa* N. T c h e r n., *Septatournayella* cf. *rauserae* L i p., *Baituganella* cf. *chernishinensis* L i p., *B. vulgaris* L i p., *Glomospiranellel raral* L i p. и др.

На правобережье р. Теберда гидамская свита обнажается в виде трех субпараллельных полос, соответствующих трем широтным блокам, высеченным из смятых в складки пород.

В известняках средней полосы автором найдены *Septatournayella rauserae* L i p., *Parathuramina oldae* S u l., *Quasiendothyra kobeitusana* R a u s., а в известняках южной полосы — *Endothyra* ex gr. *communis* R a u s., *Bisphaera* sp. (определения О. А. Липиной).

Из района горы Чимулляр-баши Д. С. Кизевальтер указывает фораминиферы *Quasiendothyra* ex gr. *communis* R a u s., *Q. kobeitusana* R a u s., *Endothyra* sp., *Bisphaera* sp.

На р. Аксаут Д. С. Кизельвальтером собраны мшанки *Fistulipora* sp. nov. (определены И. П. Морозовой), ортоцератиды *Wadeoceras* sp., *Dolorhoceras* sp., *Geisonoceroides* sp. (определены Ф. А. Журавлевой) и брахиоподы *Cyrtospirifer* ex gr. *archiaci* M u r c h., *C.* cf. *postarchiaci* N a l., а также фораминиферы *Quasiendothyra* cf. *communis* R a u s., *Q. communis* R a u s. forma *markovskii* N. T c h e r n., *Bisphaera elegans* V i s s., *B. irregularis* B i r., *Baituganella vulgaris* L i p., *Tuberitina minima* S u l., *Septatournayella rauserae* L i p. и многие другие.

На р. Марух в известняках гидамской свиты впервые органические остатки в 1938 г. нашел В. Н. Робинсон, в этих остатках Б. Б. Чернышев определил водоросли *Girvanella* sp., *Solenopora* sp. и мшанки *Cyclotrypa* sp.

Из сборов Г. А. Михеева, З. Г. Балашова и В. А. Востокова определили *Cyrtoceras* sp., *Sfasmoneta* sp., а Е. А. Рейтлингер — микрофауну *Umbella* cf. *ollenia* В у к., *Um.* cf. *pugatchovensis* В у к., *Astrosphaera pulchra* R e i t l., *Endothyra* sp. Это первая находка фаменской фауны в известняках, ранее относившихся к франскому ярусу.

В тех же известняках обнаружил фораминиферы Г. И. Баранов. По определению А. Д. Миклухо-Маклая, это *Archaeosphaera* sp., *Parathuramina sleimanovi* L i p., *P. cushmani* S u l., *P. magna* A n t r., *R. paracushmani* R e i t l., указывающие на верхи девона и, возможно, низы нижнего карбона.

На правом берегу р. Марух в районе ее коленообразного изгиба автор собрал *Septatournayella rauserae* L i p. (много), *Glomospiranellel raral* L i p., *Quasiendothyra* cf. *communis* R a u s., определенные О. А. Липиной.

Таким образом, по брахиоподам и многочисленным фораминиферам уверенно устанавливается позднефаменский возраст нижней подсвиты гидамской свиты.

Верхняя подсвита имеет гораздо более бедную фаунистическую характеристику. Первая находка фауны в этой подсвите была сделана в 1935 г. В. Н. Робинсоном, обнаружившим брахиоподы на левом берегу р. Аксаут в прослоях глинистых известняков. Из этого сбора Д. В. Наливкин определил *Camarophoria brachypticta* S c h n u r., *Camarotoechia* ex gr. *livonica* В у с h., *Spirifer verneuilli* M u r c h., *Productus* sp. и отнес известняки к фамену.

В самом верху разреза р. Аксаут в 340 м от известняков нижней подсвиты Д. С. Кизевальтер собрал фораминиферы *Quasiendothyra communis* R a u s., *Q. communis* R a u s. forma *regularis* L i p., *Tuberitina minima* S u l., *Bisphaera minima* L i p., указывающие на турнейский ярус, а в самой нижней части этого разреза он же нашел брахиоподы *Cyrtospirifer* cf. *julii* D e h e s.,

Spirifer cf. distans (?) Sow., *S. cf. sibiricus* (?) Leb., по мнению В. Н. Крестовникова, указывающих на низы турнейского яруса.

На р. Марух в разрезе подсвита между балками Волчьей и Завитой Д. С. Кизевальтером и автором обнаружена микрофауна, по заключению О. А. Липиной, уверенно свидетельствующая о принадлежности содержащих ее пород к зоне *Quasiendothyra communis* — нижней зоне турнейских отложений Русской платформы.

На правобережье р. Теберда, на левом борту р. Кыр-Кол автором найдены *Septaglomospiranella cf. daine* Lip., *Quasiendothyra communis* Raus., *Chermyshkinella* ex gr. *glomiformis* Lip., *Glomospiranella* sp., по мнению О. А. Липиной, одинаково характерные как для верхов фамена, так и для низов турне.

Таким образом, верхняя подсвита гидамской свиты представляет собой переходное от девона к карбону образование. Более точно имеющейся фауной ее возраст не определяется.

Хасаутская зона

Кроме зоны Передового хребта толщи, сопоставимые по возрасту с отложениями семиродниковской и кубилиянокольской свит, имеются в Хасаутской зоне, где названным свитам, по всей видимости, соответствует *малкинская свита* (Греков и др., 1972). Эта свита фаунистически не охарактеризована; впервые описана А. П. Герасимовым (1949) в составе метаморфической толщи, которая большинством исследователей относится к докембрию. Основанием для этого служит залегание на ней отложений урлешской и лахранской свит. Однако, если вспомнить, что силурийская лахранская свита, содержащая и кембрийскую фауну, повсеместно имеет тектонический контакт с урлешской свитой, а соотношение последней с метаморфической толщей, вероятно, также тектоническое, то докембрийский возраст малкинской свиты нельзя признать доказанным.

Таким образом, определить возраст малкинской свиты и других частей метаморфической толщи можно только путем ее сравнения с фаунистически охарактеризованными толщами других районов. В таком случае приходится возвращаться к представлениям В. Н. Робинсона (1946), сопоставлявшего эту свиту с зеленокаменными толщами хр. Дженту, р. Уруп и р. Белая, А. А. Каденского (1956), идентифицировавшего конгломераты р. Хасаут с девонскими конгломератами р. Большой Зеленчук, и Г. Д. Ажгирея, считавшего одновозрастными породы малкинской свиты и вулканогенные конгломераты р. Большой Зеленчук, содержащие гальку плаггиогранитов.

Изучение метаморфической толщи, проведенное И. С. Красивской (1961), а затем И. И. Грековым, Ю. Я. Потапенко и Е. А. Снежко (1972), показало, что породы, обнажающиеся по р. Малка, между устьем р. Хасаут и малкинской гранитной интрузией, принадлежат трем свитам, различным по составу и степени метаморфизма: муштинской, малкинской и шиджатмазской (Греков и др., 1972).

Малкинская свита, разрез которой начинается пачкой порфиroidов и сланцев (устное сообщение И. И. Грекова), отделена согласным разломом от ниже лежащих и южнее расположенных более глубоко метаморфизованных пород. Она состоит из четырех пачек. Нижняя пачка сложена порфиroidами и мусковит-кварцевыми сланцами. Ее мощность меняется от 69 м на р. Мушта до 150 м на р. Малка. Порфиroidы этой пачки образованы по туфам, первичную структуру которых сохраняют. В сланцах наблюдаются отчетливые реликты алевроспсаммитовых пород.

Пачка порфиридов и конгломератов мощностью 280—410 м — это наиболее сложно построенная часть малкинской свиты. В ней сочетаются порфириды, порфиритоиды, конгломераты, гравелиты, песчаники и филлиты. Порфириды образованы по туфам дацитового состава, по липаритовым порфирам, среди порфиритоидов узнаются туфы основного и среднего состава, лавы базальтовых порфиритов. Встречаются прослой туффовитов, миндалекаменных андезитовых порфиритов и их лавобрекчий. Весьма характерной составной частью пачки являются конгломераты мелко-, средне-, крупногалечные и валунные. Галька представлена плагиогранит-порфирами, реже встречаются липаритовые порфиры и базальтовые порфиры. Цемент базального типа состоит из кварца, полевого шпата, хлорита и эпидота. Пачка мощностью 150—330 м сложена филлитами, песчаниками и алевролитами. Венчающая разрез пачка филлитов и известняков имеет мощность 15—40 м. Известняки в ней занимают около трети объема. Выше залегает шиджатмазская свита, надвинутая на малкинскую.

Таким образом, описанная свита представляет собой толщу туфогенно-осадочных пород, содержащую подчиненные пропластки эффузивов основного и кислого состава, а также линзы таких характерных образований, как конгломераты с галькой плагиогранитов и эффузивных пород. Все эти признаки также характерны для кубилиянской и семиродниковской свит верхнего девона. Две верхние пачки свиты по составу близки пастуховской свите.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Зона Передового хребта

Кырккольская свита, также входящая в состав наратэшикской серии, хорошо представлена в Бескесско-Марухской подзоне, ее крайние западные выходы установлены в районе слияния рек Кыфар-Агур и Малый Кыфар и по долине р. Чилик, а крайние восточные — на вершине горы Кенделляр-ляр и в верховьях р. Корылыкая (водораздел Теберды и Даута).

В области наиболее полного развития (бассейн рек Марух и Большой Зеленчук) свита состоит из четырех пачек. В основании залегает пачка кварцевых конгломератов, гравелитов и песчаников, пласты которых имеют мощность от 2 до 10 м. Кроме гальки жильного кварца в конгломератах важную роль играет галька известняков. В состав пачки входят прослой и линзы полимиктового конгломерата и гравелита, а также алевролита и аргиллита мощностью 0,2—2 м. Роль тонкозернистых пород в ней увеличивается вверх по разрезу.

Мощность конгломератовой пачки в Бескесско-Марухской подзоне устойчива и в большинстве случаев не выходит за пределы 30—75 м. В сторону Уруштено-Ацгаринской подзоны она уменьшается. В верховьях р. Кыфар-Агур мощность пачки 5—10 м, а западнее конгломераты, уменьшаясь в мощности, полностью исчезают из разреза. Конгломераты являются внутриформационным образованием, залегающим без существенного перерыва.

На кварцевых конгломератах и гравелитах лежит пачка филлитизированных алевролитов и аргиллитов, содержащих подчиненные прослой мелкозернистых песчаников и известняков мощностью 0,2—0,5 м. Мощность этой пачки варьирует от 40 до 120 м. Третья, карбонатная пачка сложена мраморизованными известняками, местами содержащими тонкие (0,2—0,5 м) прослой аргиллитов и алевролитов. В Бескесско-Марухской зоне мощность известняков меняется от 20—30 до 300 м, увеличиваясь в западном направлении.

Венчает разрез пачка феллитизированных аргиллитов с редкими прослоями алевролитов и еще более редкими пластами известняков мощностью не более 0,5 м. Видимая мощность этой пачки не превышает 50 м.

Изменение состава свиты выражено увеличением роли известняков в ее западных выходах. Если восточнее р. Зеленчук в составе свиты почти нет известняков и она состоит из пачки конгломератов и пачки залегающих на них феллитизированных алевролитов и аргиллитов, то западнее этой реки известняки составляют третью часть мощности свиты, а в верховьях р. Кыфар-Агур слагают две трети ее разреза, а далее на хр. Абишира-Ахуба только известняковый пласт является достоверным аналогом свиты.

Кыркольская свита залегает согласно на гиздамской и имеет в основании пачку кварцевых конгломератов и гравелитов, содержащих гальки известняков. На правом берегу р. Теберда в гальке конгломератов этой свиты, обнаженных на левом борту долины р. Кыр-Кол нам удалось обнаружить микрофауну: *Quasiendothyra communis* R a u s., *Vicinesphaera sephalida* A u t z., *Chernyshinella* cf. *paraglomiformis* L i p., *Septatournayella* cf. *rauserae* L i p., *Glomospira* sp., *Endothyra* sp., *Bisphaera* sp. На р. Марух (восточный склон горы Мал-Карабек) также в гальке были найдены *Glomospiranella* sp., *Endothyra* sp. и водоросли *Girvanella*, а на р. Зеленчук в устье балки Богословской установлены *Septaglomospiranella* sp., *Plectogyra* sp., *Quasiendothyra* sp. По заключению О. А. Липиной, микрофауна вероятнее всего принадлежит пограничным слоям девона и карбона (понимая под ними зону *Septatournayella rauserae* и зону *Quasiendothyra kobetusana*).

Выше конгломератов в верховьях р. Кыр-Кол в прослое известняка среди черных феллитизированных алевролитов обнаружена *Quasiendothyra* cf. *communis* R a u s., в известняке на левом берегу балки Богословская (балка Водопадная) массовые *Quasiendothyra kobetusana* R a u s., *Q. communis* R a u s. Эта микрофауна, по мнению О. А. Липиной, принадлежит зоне *Quasiendothyra communis* (низы турне). В 1952 г. В. В. Пермяков нашел коралл *Syringopora ramulosa* G o l d f. (определение Н. В. Висилук), характерный для турнейских отложений. Перечисленные факты доказывают турнейский возраст кыркольской свиты.

Тоханская свита. В Тебердино-Худесской подзоне к нижнекарбовым отложениям Д. С. Кизевальтером, Е. А. Снежко и другими исследователями относятся пестроцветные конгломераты, песчаники, алевролиты и известняки тоханской свиты, сосредоточенные в зоне разлома, отделяющего Передовой хребет от Бечасынской зоны. Наиболее свежие данные об отложениях этой свиты собрал И. И. Греков (1972), описавший ее разрез на р. Даут. В соответствии с его описанием, тоханская свита представлена тектоническими клиньями. О ее первичных соотношениях с другими толщами известно только то, что свита на водоразделе рек Тохая и Конушкол (левые притоки р. Худес) и в нижнем течении р. Худес перекрыта нижнепермскими осадками.

Фрагмент свиты, обнаженный на р. Даут, начинается пачкой конгломератов мощностью 215 м, содержащей редкие прослой гравелитов, песчаников и алевролитов мощностью 1 м. Конгломераты плохо сортированные мелко-, средне- и крупногалечные с редкими валунами до 1 м. В гальке преобладают жильный кварц и кремнистые породы зеленого, серого и черного цвета, реже присутствуют зеленые и красно-бурые песчаники, алевролиты и мясо-красные яшмы. Очень редко встречаются порфириды, диабазы, плагιοграниты с гранофировой структурой, габбро-диабазы и габбро-диориты. До 10% гальки слагают обломки известняка. Галька цементируется грубозернистым песчаником, хорошо ока-

таным и сложенным песчинками кварца, кремнистых пород, алевролитов, порфиринов, биотита, мусковита, хлоритизированных пород. Встречаются единичные зерна плагиогранита и эпидота.

На конгломерате залегает пачка темно-серых филлитов и алевролитов с редкими прослоями песчаников (до 10 см) и линзочками известняков (1—2 см). Мощность пачки 15—20 м.

Выше лежат серые, часто обохренные песчаники с прослоями алевролитов (до 20 см). В 10 м от кровли песчаника встречаются линзочки черных кремней и конгломератов с галькой эффузивных пород. Их мощность равна 10—20 см, а мощность пачки песчаников 70 м.

Песчаник перекрыт пачкой филлитов и алевролитов мощностью 15—20 м с прослоями серых и темно-серых известняков мощностью от 2 см до 2 м.

Разрез заканчивается пачкой смешанных туфов преимущественно мелко-, редко крупнообломочных; в обломках — плагиоклаз, порфирит, кварц. В туфах встречаются слои тонкополосчатых туффитов и серых кремнистых сланцев. Видимая мощность пачки 80 м, а всей тоханской свиты 400 м.

В известняковых телах конгломератовой пачки, часть которых И. И. Греков считает биогермами, им и М. Ф. Дегтяревым найден определенный Н. Я. Спасским *Caninia* sp., указывающий на нижний карбон, и фораминиферы: *Endothyra robinsoni* Tschern., *Endothyridae*, *Quasiendothyra* cf. *caucasica* M. - Macclay, *Archaeosphaera minima* Sul., *Bisphaera malevkenensis* Virg., *Baitugonella* sp., *Cribrosphaeroides* aff. *simplex* Reitl., *Eotuberitina* sp., *Renalcis* sp., *Textulariidas*, *Tournayella*, принадлежащие, по мнению А. Д. Миклухо-Маклая, низам турнейского яруса.

Таким образом, для тоханской свиты весьма вероятен раннекарбонный возраст, однако не исключается ее принадлежность и к отложениям среднего карбона.

Джентинская свита. В Уруштено-Ацгаринской зоне с наратэшикской серией сопоставляется толща преимущественно карбонатных пород, рассматриваемая нами как джентинская свита. Эта свита образует две полосы выходов, структурно приуроченных к крыльям Лабинского синклинория. Юго-западная полоса прослеживается от р. Хадавита вдоль хр. Дженту и хр. Белые Скалы на правобережье р. Большая Лаба в верховье балки Загиданка и в верховьях рек Ацгара и Пхия. Северо-восточная полоса этой свиты начинается на левом борту р. Бескес (руч. Золотоносный), откуда протягивается через гору Большой Пцицер к р. Рожкао.

По литологическому составу джентинская свита расчленяется на две пачки. В основании свиты располагается пачка чередующихся пластов известняков и кварц-полевошпатовых сланцев мощностью 20—80 м. Большую часть свиты слагают массивные серые и темно-серые известняки мощностью от 50 до 300 м.

Белые и светло-серые мраморизованные известняки в нижней части разреза образуют пласты мощностью от 0,5 до 20 м. Они содержат тонкие (1 см и менее) линзовидные пропластки метаморфизованного псаммо-алевролитового и алевропелитового вещества, превращенного в кварц-альбит-хлоритовые сланцы. В основании свиты обычно бывает 2—4 известняковых пласта, разделенных зелеными кварц-альбит-хлоритовыми сланцами, а в верховьях р. Ацгара — красно-бурыми песчаниками и аргиллитами. Мощность терригенных прослоев меняется от нескольких сантиметров до 10—32 м.

Выше известняков на горе Загедан согласно залегает толща (линзовидная) красно-бурых и зеленых конгломератов, песчаников и аргиллитов длиной 3—3,5 км и мощностью до 160 м. На участке максимальной мощности толщи

(западный склон горы Загедан), в ее составе преобладают конгломераты, слагающие пласты мощностью 0,6—28 м. Конгломераты перемежаются с краснобурыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, мощность которых равна 0,1—2,0 м, иногда 20—30 м. В кровле толщи повсеместно залегает срезающая ее интрузия диоритов и гранодиоритов горы Загедан. В конгломератах описанной толщи установлена галька размером до 10 см, представленная базальтовым порфиритом, липаритовым порфиром, эпидотовой, кварц-эпидотовой, альбит-эпидотовой породой, плагногранитом, в разной степени филлитизированными аргиллитами, алевролитами и кварцитами.

Возраст дженгинской свиты определяется на основании ее последовательного прослеживания и сопоставления с относящимися к турне известняками хр. Абишира-Ахуба и находкой в известняках горы Власычиха (левобережье балки Красной, в окрестностях Бескесского месторождения) фораминифер: *Parathuramina* sp., *Eovolulina* cf. *tuimasensis* L i p., *Multiseptida akkusica* B o g., *Multiseptida* sp., *Archaeosphaera grandis* L i p., *Eogenitrina* sp., характерных для отложений верхнего девона — нижней половины турне (Омельченко и др., 1968).

Дженгинская свита без существенных изменений прослеживается и в расположенной западнее Пшекишской подзоне, где она также согласно залегает на семиродниковской свите, начинаясь известково-сланцевой пачкой, в основании которой часто находится пласт мраморизованного известняка мощностью 10 м. В этой пачке с известняками переслаиваются кварцевые песчаники и сланцы. Большую — верхнюю часть свиты слагают серые, реже темно-серые массивные иногда плитчатые известняки.

В Малкинско-Баксанской подзоне наратэшикская серия представлена толщей известняков и толщей залегающих на них терригенных осадков, обнажающихся на крыльях синформной складки, расчлененной разломами на систему широтных тектонических блоков. Южная полоса выходов прослеживается в виде тектонических клиньев вдоль гребня Передового хребта от истоков р. Исламчат (правый приток р. Малка) до р. Баксан. На северном крыле складки отложения наратэшикской серии выходят по рекам Малый Джувурген и Суарык. Эти отложения в своих ранних работах Д. С. Кизевальтер описывал как карбонатную и вышележащую песчано-сланцевую толщи. Позднее (Кизевальтер, 1963) он разделил их на две свиты, границу между которыми провел внутри карбонатной толщи. Нижняя часть известняковой толщи рассматривается Д. С. Кизевальтером как верхняя карбонатная толща суарыкской свиты, а верхняя часть известняков относится к артыкчатской свите. При этом предполагается, что базальный горизонт последней, к востоку от р. Малка почти целиком замещается известняками (до 100 м). С позиции литолого-стратиграфического расчленения палеозойских толщ и их геологического картирования, при современном уровне знаний, описанные отложения удобнее расчленять на карбонатную и терригенно-карбонатную толщи, относя первую к гидамской, а вторую к кыркольской свитам.

Гидамская свита представлена массивным известняком, местами с прослоями плитчатых (слоистых) известняков и известковисто-глинистых сланцев. В ее основании на водоразделе рек Большой Суарык и Кыртык И. И. Грековым описана пачка терригенных пород, начинающаяся пластом кварцевого песчаника мощностью 5 м, залегающего на кубилиянской свите и сменяющаяся вверх по разрезу филлитами (мощность 40—45 м) с прослоями кварцевого песчаника. На этой пачке лежат плитчатые мраморизованные известняки. Местами внутри известняковой толщи Д. С. Кизевальтер отмечает слой кварце-

вых мелкогалечных конгломератов, кварцевых и полимиктовых песчаников и глинистых сланцев мощностью до 25 м. Мощность свиты, в которой главную роль играют рифогенные известняки, варьирует от 180 до 700 м.

Кыркольскую свиту в северной полосе, по данным Б. А. Петросянца и И. И. Грекова, слагают кварцевые песчаники, гравелиты и конгломераты мощностью 75 м и их перекрывающие пестроокрашенные филлиты, содержащие прослой песчаников, алевролитов и известняков. Видимая мощность филлитов 190 м.

В южной полосе выходов на хр. Гитче-Тырныауз эта свита представлена пачкой глинистых сланцев и слоистых кварцевых песчаников мощностью 30—40 м, перекрытой гравелитами и конгломератами мощностью от 60 до 470 м.

Выше пород наратэшикской серии залегают надвинутые на нее вулканогенные образования кызылкольской и кубилиянокольской свит.

Возраст описанных отложений определяется фауной, найденной в нескольких точках. В южной полосе выходов на водоразделе рек Исламчат и Кыртык Д. С. Кизевальтером (1965) в нижней части толщи известняков обнаружены фораминиферы, по мнению О. А. Липиной, принадлежащие зоне *Septatourayella gausegae* верхнего фамена. В 1,5 км запад-юго-западнее горы Суарык найдены кораллы *Caninia cylindrica* Scouler., *C. cf. cornicopia* Mich., свидетельствующие, по мнению Г. А. Добролюбовой и Н. В. Кабакович, о присутствии турнейских осадков в верхней части известняков.

В глинистых сланцах, залегающих на известняках в хр. Гитче-Тырныауз, С. П. Момот собрал, а Е. О. Новак определила обуглившиеся остатки нижнекарбонных *Asterokalamites cf. scrobiculatus* (Schl./Zell.).

В северных выходах на р. Малый Джувурген в нижней части известняковой толщи Д. С. Кизевальтер (1965) обнаружил фораминиферы зоны *Septatourayella gausegae* (верхняя зона фамена), а в верхней части этой толщи кораллы *Syringopora ex gr. conferta* Keis., указывающие на турнейский ярус.

Перечисленные находки свидетельствуют о позднефаменском (зона *Septatourayella gausegae*) возрасте толщи известняков и о вероятной принадлежности ее верхней части к турнейским осадкам. Залегающие на известняках глинистые сланцы и песчаники следует считать турнейскими.

СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Зона Главного хребта

В верховьях левых притоков р. Большая Лаба распространены толщи горных пород, объединенные в лабинскую серию (Снежко, 1968; Сомин, 1971). Стратотипический разрез серии описан в верховьях рек Дамхурц и Мамхурц. Вверх по разрезу в ней выделены: мамхурцевская, дамхурцевская, лаштракская и аджарская свиты.

М. Л. Сомин (1971), подробно изучивший разрез лабинской серии, утверждает, что выделенные в ней свиты согласно и постепенно сменяют одна другую, а лабинская серия (ее нижняя мамхурцевская свита) вниз по разрезу постепенно переходит в согласно с ней залегающую толщу кристаллических сланцев маркерской серии.

Основанием для отнесения лабинской серии к среднему палеозою служат: 1) сходство строения ее разреза со строением разреза среднего палеозоя бассейна р. Большая Лаба в зоне Передового хребта; 2) аналогия между конгломератами дамхурцевской и семиродниковской свит, а также между их перекрывающими

известняками; 3) находка Ю. Я. Потапенко (1971) криноидеи в известняке, отнесенном к аджарской свите.

Из перечисленных признаков видно, что мамхурцевская свита и метаморфические сланцы, расположенные выше известняков дамхурцевской и аджарской свит, относятся к среднему палеозою только в силу предположения об их тесной связи с породами дамхурцевской свиты. Поскольку это предположение ввиду сложности тектонического строения и обилия разрывных нарушений не доказано, нельзя считать доказанным и среднепалеозойский возраст мамхурцевской свиты и ее стратиграфических аналогов. Мамхурцевская свита, по составу, параллелизуется Г. И. Барановым с дупсхуской свитой и описана в настоящей работе в разрезе докембрийской макерской серии. Среднепалеозойские отложения верховьев левых притоков р. Большая Лаба, таким образом, представляет дамхурцевская свита.

Дамхурцевская свита наиболее полно развита в левом борту долины р. Дамхурц. Она начинается толщей конгломератов и полосчатых сланцев с роговообманковыми и хлоритовыми сланцами, а также амфиболитами. В виде прослоев присутствуют кварц-слюдяные амфибол-кварцевые, кварц-хлорит-мусковитовые сланцы, кое-где встречаются линзы известняков. Резкая фациальная изменчивость по простиранию выражена сменой состава и мощности слоев, особенно конгломератов. Мощность толщи достигает 330 м. Конгломераты впервые обнаружены В. А. Мельниковым. Они состоят из галек плагиогнейсов (гнейсированные мелкозернистые плагиограниты, плагиогранит-порфиры и липаритовые порфиры?) и пород мамхурцевской свиты (эпидот-кварцевые сланцы, полевошпатовые кварциты, разнообразные микрогнейсы, амфиболиты). Содержание галек варьирует от 20—30 до 70% объема породы. Галька вытянутой формы, ее размер от 1—2 и до 10—12 см в длину при толщине от 0,5 до 5—6 см. Наиболее уплощена мелкая галька, ее длина нередко в 5—12 раз больше толщины. Галька ориентирована параллельно слоистости и беспорядочно распределена в породе. Цементом, заполняющим пространство между гальками, служат первично-терригенные породы (микрогнейсы, биотитовые гнейсы). В цементе зеленой разновидности конгломератов вероятно примесь вулканогенного материала. Метаморфизм галек и цемента одинаков. Верхняя часть свиты представлена толщей хлорит-альбитовых, биотит-роговообманковых, хлорит-мусковит-кварцевых сланцев; хлоритовыми, кварцитовыми микрогнейсами; эпидотовыми параамфиболитами. Вверху толщи повсеместно присутствуют линзы и прослои слоистых мраморов мощностью от нескольких сантиметров до 30 м. Мощность верхней толщи изменяется от 120—150 до 300 м, а суммарная мощность дамхурцевской свиты не превышает 500 м. Залегающие на дамхурцевской свите породы лаштракской и аджарской свит по составу и положению в разрезе сопоставляются с породами аджаринской свиты Передового хребта, надвинутой и потому залегающей на известняках джентинской свиты. Весьма вероятно, что лаштракская и аджарская свиты надвинуты на дамхурцевскую и залегают в ядре синформы. Однако пока это предположение не доказано, обе свиты можно считать и описывать как среднепалеозойские образования, более молодые, чем дамхурцевская свита.

Лаштракская свита сравнительно монотонная по составу. Она сложена кварц-мусковитовыми, кварц-хлорит-мусковитовыми, биотит-кварцевыми сланцами с графитом. В сланцах присутствует гранат, ставролит и кианит. Количество этих минералов и величина их порфиробластов возрастают при приближении к интрузии санчарских кварцевых диоритов. В низах свиты встречаются линзы мраморов мощностью в первые метры и пласты амфиболитов мощностью

до 30 м. Большая часть слюдяных сланцев образована за счет глинистых осадков, содержавших значительную примесь углистого вещества, а кварцитовые сланцы произошли за счет кварцевых песчаников и алевролитов. Полная мощность свиты не установлена, по мнению М. Л. Сомина, она может достигать 700 м, а И. И. Греков оценивает ее в 200 м.

Аджарская свита образована двумя толщами, разделенными горизонтом мраморов. Нижняя толща сложена кварцитами, хлорит-кварцитами, эпидот-кварцитами, эпидот-кварцевыми, кварц-альбитовыми сланцами с прослоями амфиболсодержащих пород, местами встречаются порфириоиды и линзы мрамора. В верхней толще преобладают амфиболиты, чередующиеся в низах толщи со слюдяными сланцами. Кварциты в основном образованы при метаморфизме песчаников и алевролитов с кремнистым и глинистым цементом, но среди них есть такие, которые возникли за счет эффузивов кислого состава. Мощность аджарской свиты не превышает 700 м.

Зона Южного склона

На южном склоне Западного Кавказа в ядре Сванетского антиклинория обнажаются морские средне- и верхнепалеозойские отложения, образующие сложный комплекс пород, близких в формационном отношении. В последнее время этот комплекс пород был подробно изучен и описан под наименованием десской (дзаской) серии М. Л. Соминим (1971). Базируясь на многолетних личных наблюдениях М. Л. Сомин обобщил обширный материал И. Р. Кахадзе, С. Г. Букия, И. Д. Гамкрелидзе, Г. М. Заридзе, В. И. Славина, А. А. Белова и дал наиболее полное и обоснованное описание геологии десской серии. В соответствии с этим описанием среднепалеозойские образования в разрезе десской серии представлены кванской толщей, утурской и кирарской свитами.

Кванская толща, сложенная кварцитовидными песчаниками и алевролитами, филлитами и подчиненными пластами мраморизованных известняков, имеет мощность более 300 м. Толща отчленена разломами от всех других свит. Ее возраст определяется найденной А. А. Беловым в известняках фауной эйфельского яруса, представленной амфипорами *Paramphipora blokhini* J a v., *Amphipora vetustor* S u r., *Amphipora* sp. (близкая к *A. ramosa* P h i l l.) и кораллом *Favistella* ex gr. *vulgaris* (S o c h k.).

Утурская свита сложена аповулканогенными зелеными сланцами, вероятно туффоидами, альбит-эпидот-актинолитового, альбит-хлорит-эпидотового и существенно актинолитового состава. В сланцах присутствуют прослойки туфобрекчий мощностью 20—50 м с обломками туффоидов и порфиритоидов размером до 15—20 см. Порфиритоиды также образуют единичные пласты, а в некоторых разрезах встречаются песчаники, филлиты и известняки. Видимая мощность свиты превышает 440 м. По положению свиты в разрезе М. Л. Соминим предполагается, что она образована в эйфельско-живетское время. В то же время эта свита может быть аналогом живетско-франских вулканитов зоны Передового хребта.

Кирарская свита — это толща преимущественно терригенных пород полимиктовых песчаников и филлитов. Предполагается, что она залегает на утурской свите. В ее нижней части преобладают песчаники, образующие пласты мощностью от первых сантиметров до первых дециметров. Песчаники разделены резко подчиненными прослоями филлитов (1—10 см). Местами песчаники ассоциируют с мраморами, образуя хорошо выдержанные пачки. Мощность песчаниковой части свиты составляет 750 м. В верхах свиты песчаники и филлиты

играют равную роль. Здесь появляются гравелиты с обломками кислых эффузивов и конгломераты с галькой известняков и кремнистых сланцев. Линзы известняков биогермной природы встречаются на разных уровнях разреза. Общая мощность свиты достигает 2000 м.

Считается, что фауна, найденная В. И. Славным в истоках ручья, впадающего в р. Ингури, непосредственно ниже балки Мраморной, указывающая на франкий возраст, и фауна, собранная в разрезе р. Гвашхара, указывающая на визе-намюрский возраст (Сомин, 1971), принадлежат кирарской свите и определяют ее возраст.

ВЕРХНИЙ ПАЛЕЗОЙ *

На Кавказе к верхнему палеозою относятся образования верхнего визе — намюра, среднего и верхнего карбона и перми. На северном склоне с ними тесно связаны отложения триаса. В Сванетском антиклинории верхний палеозой — это преимущественно терригенно-сланцевые морские отложения, тесно связанные со среднепалеозойскими отложениями и близкие к ним по составу. В Передовом хребте, а также в Предкавказье вместе с осадками триаса они образуют типичный герцинский орогенный комплекс континентальных моласс и вулканических образований. В Главном хребте местами встречаются отложения, переходные от континентальных к морским.

Наиболее полный и хорошо изученный разрез верхнего палеозоя, а также связанных с ними триасовых отложений, находится в Передовом хребте.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА (СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ)

Зона Передового хребта

Стратиграфия средне-верхнекаменноугольных отложений Передового хребта в основном разработана трудами В. Н. Робинсона, В. П. Ренгартена, Н. И. Погребнова, А. А. Белова, А. П. Резникова, П. М. Меркулова, В. В. Пермякова, А. Л. Лунева и Е. А. Снежко.

Среднекаменноугольные отложения залегают резко несогласно на более древних толщах. Они в наиболее изученных районах подразделяются на две свиты.

Толстобугорская свита четко выделяется по присутствию в ней вулканических пород и подразделена на две подсвиты, верхняя из которых, залегая согласно на нижней, переходит трансгрессивно на более древние отложения. Свита сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами, туфами и реже эффузивами кварцевых порфиров, а также туффитами и туфопесчаниками. Среди них встречаются прослой угля, иногда достигающие рабочей мощности 2—4 м.

Кварцевые порфиры эффузивной и экструзивной фаций вместе с их туфами и туфопесчаниками залегают в разных частях свиты, кое-где (например, в бассейне р. Кяфар) образуя три пачки вулканических пород. Наличие этих пачек делает возможнымдробное расчленение свиты для ограниченных по площади районов. Мощность толстобугорской свиты меняется от 155 до 465 м.

Обе подсвиты, хорошо охарактеризованные остатками флоры (нижняя — *Mariopteris acuta* (Bronn.) Zeill., *M. nervosa* Bronn, *Neuropteris*

* Раздел написан при участии А. А. Белова.

heterophylla Brongn., *Lepidophloios laricinus* Sternb., *Neuropteris gigantea* Sternb., *Linopteris obliqua* Zeill., а верхняя *Sphenophyllum majus* Brongn., *Calamites cruciatus* Sternb., *Lepidodendron aculeatum* Sternb. и др.), сопоставляются со свитами C_2^2 — C_2^5 — низы C_2^6 Донбасса, что соответствует башкирскому и нижней части московского ярусов.

Малоурупская свита характеризуется наличием в разрезе большого количества кремнистых прослоев. Она также подразделяется на две подсвиты, залегающие согласно на толстобугорской свите одна на другой, но при этом верхняя подсвита переходит трансгрессивно на доверхнепалеозойские отложения, в частности в краевой части Бечасынской зоны.

Нижняя подсвита сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами и кремнистыми породами, представляющими собой чаще всего измененные пепловые туфы. Верхняя подсвита представлена более грубыми отложениями — конгломератами и песчаниками. Изредка среди них встречаются маломощные прослой угля.

На основании ископаемой флоры — *Annularia stellata* (Schloth.) Wood., *Sphenophyllum emarginatum* Brongn., *Calamites cruciatus* Sternb., *Neuropteris scheuchzeri* Hoffm. f. minor nov., *Sigillaria* ex gr. *rhytidolepis* Brongn. — малоурупская свита сопоставляется с верхами свиты C_2^6 и со свитой C_2^7 Донбасса или с верхней частью московского яруса. Мощность свиты меняется от 8 до 400 м, а общая мощность среднего карбона — от 80 до 900 м.

Литологические исследования показали, что среди среднекаменноугольных песчаников встречаются кварцевые, аркозовые, полимиктовые и граувакковые. В гальке конгломератов имеются кислые и средние эффузивы, кремнистые породы, кварциты, метаморфические сланцы, плагиограниты, гипербазиты. В верхней подсвите малоурупской свиты впервые встречаются единичные гальки микроклинсодержащих гранитов.

Верхнекаменноугольные отложения — это три крупных ритма, нижний из которых выделен в караджелмасскую, а средний и верхний в гремучинскую свиты. Каждый ритм начинается грубыми конгломератами или гравелитами. Вверх по разрезу количество грубообломочных пород уменьшается и в составе ритмов второго порядка появляются пестроцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты. Местами встречаются линзовидные прослой угля и пропластки андезитовых порфиритов. Границы между ритмами резкие, иногда с размывом, а внутри них постепенные.

Верхнекаменноугольные отложения начинаются в ряде мест валунными конгломератами с галькой кварцевых порфиритов и их туфов из среднего карбона, залегают на среднем карбоне преимущественно согласно, местами трансгрессивно переходя на среднепалеозойские толщи. Иногда из разреза выпадает караджелмасская свита и гремучинская залегают с угловым несогласием на среднем карбоне.

Караджелмасская свита сложена более грубообломочными породами, чем гремучинская. В ней содержится богатый комплекс ископаемой флоры: *Astrotheca* (*Pecopteris*) *cyathea* (Schloth.) Zeill., *P. unita* Brongn., *P. candollei* Brongn., *P. arborescens* Zeill., *P. oreopteridia* Zeill., *P. monii* Zeill., *Ptychocarpus feminaeformis* (Schloth.) Zeill., *Sphenophyllum verticillatum* (Schloth.) Zeill., *Cardaites principalis* (Germ.) Gein., позволяющий сопоставить ее со свитами C_3^1 — C_3^3 Донбасса или с низами гжелского яруса и касимовским ярусом. Мощность свиты меняется от 400 до 1000 м.

Гремучинская свита является переходной от карбона к перми, ее разрез местами наполовину представлен красноцветными породами. Остатки флоры, встреченные в средних и верхних горизонтах свиты (*Sphenophyllum oblongifolium* Germ. et Kaulf., *Sph. costei* Stern., *Sigillaria (Subsigillaria) brardii* Brongn., *Neuropteris densinervosa* Zal., *Pecopteris feminaeformis* Schloth., *P. grigorievi* Zal. et Tschirk., *P. mironovana* Zal. et Tschirk., *P. polymorpha* Brongn., *P. densifolia* Göpp., *Callipteridium* aff. *pteridium* Gutb. определяют ее возраст как самые верхи карбона — свиты C_3^2 — C_3^3 Донбасса или как гжелский — оренбургский ярусы. Мощность гремучинской свиты 240—290 м (неполная), а всего верхнего карбона — 135—1300 м.

Верхнекаменноугольные конгломераты и песчаники по составу полимиктовые и кварцевые. В низах караджелмасской свиты в гальке конгломератов часто встречаются гнейсы, кристаллические сланцы и плагиограниты.

Зона Главного хребта

На западе Главного хребта в районе горы Хуко верхнепалеозойские континентальные отложения залегают несогласно на породах докембрия (душпукская? свита) и на гранито-гнейсах нижнего карбона. Они начинаются конгломератами и песчаниками с галькой кварца и реже кристаллических сланцев, кварцитов, филлитов, порфиридов, порфиритоидов и плагиогранитов. Резко подчинены пласты темных алевролитов и углей мощностью от 0,1 до 5—10 м. Остатки ископаемой флоры (*Lepidodendron adygense* Zal., *Calamites carinatus* Sternb., *Lepidophloios laricinus* Sternb., *Mixoneura obliqua* Brongn. и др.) позволяют параллелизовать эту пачку со свитами C_2^3 — C_2^5 Донбасса. Ее мощность 220—365 м. Выше преобладают темно-серые алевролиты, мелкозернистые песчаники и аргиллиты, а им подчинены грубозернистые песчаники, гравелиты и конгломераты. Характерно присутствие линз туфов кварцевых порфиров мощностью 3—10 м. Остатки флоры (*Neuropteris scheuchzeri* Hoffm., *Annularia stellata* Schloth. и др.) позволяют отнести эту пачку к верхам среднего карбона, т. е. к свитам C_2^6 — C_2^7 Донбасса. А. А. Белов и Е. Ф. Залеская-Чиркова (1963 г.) приводят еще ряд косвенных соображений в пользу отсутствия в районе горы Хуко верхнекаменноугольных отложений.

Зона Южного склона

В зоне Южного склона (Сванетский антиклинорий) верхнепалеозойские отложения открыты В. И. Славиним, М. Л. Соминим и Ю. Г. Моргуновым (1962). Затем они изучались М. Л. Соминим (1971), А. А. Беловым (1967) и Ш. А. Адамия (1968). Эти исследования показали, что верхний палеозой антиклинория представлен морскими терригенными отложениями геосинклинального типа и входит вместе со средним палеозоем в состав десской серии.

Граница верхнего и среднего палеозоя проводится нами внутри кирарской свиты (Сомин, 1971) по подошве конгломератов (р. Гвашхара), согласно залегающих на отложениях среднего палеозоя. Выше конгломератов следует толща филлитов и песчаников с редкими прослоями мраморизованных известняков и кремнистых сланцев. В известняках этой толщи собраны кораллы (*Lorsdaleia* ex gr. *duplicata* Mart., *Amygdalophyllum* cf. *inopinatum* Ether., *Palae-smilia* sp., *Clisiophyllum* cf. *keiserlingi* McCou.) позднепалеозойско — раннеамюрского возраста. Мощность этой части разреза 400—500 м.

Отложения среднего карбона (бакылдская свита мощностью 300—400 м) представлены черными филлитовидными сланцами и плагиоклаз-кварцевыми кварцитовидными песчаниками с прослоями конгломератов и гравелитов и линзами биогермных известняков. В известняках найдены кораллы *Litvophyllum cf. tschernovi* S o s h k., *L. aff. tschernovi* S o s h k. хететиды *Chaetetes ex gr. radions* F i s h e r. и комплекс фораминифер, указывающие на принадлежность известняков к башкирскому ярусу среднего карбона.

Находка на бечевнике р. Ингури глыбы известняка с кораллами *Azolithophyllum* показывает, что в десковой серии присутствуют толщи, отвечающие мячковскому горизонту среднего карбона или отложениям низов верхнего карбона.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Зона Передового хребта

Пермские отложения в грабен-синклинории Передового хребта (включая Бамбак-Пшекишский район) представлены континентальными красноцветными, вулканогенно-терригенными образованиями нижней перми и известными лишь в западной части района карбонатно-терригенными отложениями верхней перми.

Нижнепермские отложения подразделяются на три свиты.

Аксаутская свита залегает согласно на верхнем карбоне, лишь местами переходя с краевым несогласием на более древние отложения. Она представлена озерными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, имеющими красно-бурую и темно-серую окраску. Среди них встречаются (в основном в средней подсвите) прослой и линзы (до 0,6 м) доломитизированных известняков, железистых доломитов, кремнистых, фосфатоносных аргиллитов, фосфатов и углистых сланцев. В краевых частях бассейнов появляются линзы и прослой мелкогалечных конгломератов и гравелитов.

В низах аксаутской свиты найдены остатки флоры вальхий (*Walchia pini-formis* S c h l o t h. и др.), кордаитов (*Cordaites principalis* G e i n), а также обломки костей и чешуя пресноводных рыб рода *Acanthodis*. Мощность свиты меняется от 250 до 1260 м.

Киньирчадская свита лежит как согласно, так и местами несогласно на аксаутской свите. Для нее, как и для вышележащей гималдыкской свиты, характерно черепитчатое залегание, свойственное склоновым предгорным образованиям. Свита сложена красноцветными конгломератами, песчаниками, реже алевролитами и аргиллитами, а также вулканогенными породами. Последние представлены андезитовыми и дацитовыми порфиритами, кварцевыми трахилипаритовыми порфирами и их туфами; мощность до 800 м. Конгломераты разногалечные, плохо сортированные, резко полимиктовые (галька гранитов, кристаллических сланцев, среднепалеозойских пород, алевролитов, песчаников и аргиллитов аксаутской свиты, одновозрастных пермских эффузивов и др.). Отличительной чертой киньирчадской свиты является крайне беспорядочное чередование в разрезе терригенных пород и локальные размывы.

Мощность киньирчадской свиты 300—2500 м. Фаунистически она не охарактеризована.

Гималдыкская свита залегает согласно или с небольшим угловым несогласием на киньирчадской. Ее слагают песчаники, гравелиты и конгломераты.

Нижняя граница свиты в местах согласного залегания нечеткая и фиксируется уменьшением мощности и количества прослоев конгломератов, по посветлению красноцветной окраски, по исчезновению в конгломератах гальки эффузивов киньрчадской свиты и местами по маркирующему горизонту миндалекаменных андезитовых и трахиандезитовых порфиринов. Последние на левобережье рек Гималдык и Теберда образуют два покрова мощностью по 7—15 м, разделенных прослоем вулканогенного песчаника, а к северу количество эффузивных покровов увеличивается.

Галька в конгломератах гималдыкской свиты окатана лучше, чем в киньрчадской свите, в ней преобладают кварц, кварциты, кремни, породы аксаутской свиты, реже встречаются граниты, кристаллические и зеленые метаморфические сланцы. Мощность свиты 200—750 м.

А. А. Белов условно считал гималдыкскую свиту верхнепермской, а И. Ю. Лапкин и Б. Г. Подоба (1967) по палинологическим данным отнесли ее к нижней перми.

Верхнепермские отложения в бассейнах рек Белая, Большая и Малая Лаба залегают согласно на красноцветных отложениях перми, либо несогласно на более древних толщах. Они представлены морской фациально изменчивой карбонатно-терригенной толщей, заключающей тела известняков, исключительно богатых фауной брахиопод, кораллов, фораминифер, двустворок, губок, трилобитов, гастропод, наутилоидей и др. Фауна фораминифер (*Reichelina*, *Codonofusiella*, *Colaniella*, *Palaeofusulina* и другие мелкие формы) свидетельствует о присутствии верхней части перми или при трехчленном делении — верхнего отдела. Мощность не более 300 м, обычно меньше.

Кроме морских верхнепермских толщ в Передовом хребте существуют красноцветные терригенные накопления, в верхней части которых в конгломератах содержится галька известняков с фораминиферами всех пермских зон Тетиса. Они описаны А. А. Беловым как эпчикская и гидамотарская свиты и условно отнесены к нижнему триасу. Возможно, эти образования соответствуют континентальным красноцветным конгломератам и песчаникам сейского яруса (мощность до 200—600 м), выделяемым в основании морского триаса в западной части Передового хребта.

Эпчикская свита залегает согласно на гималдыкской и несогласно на более древних отложениях. В междуречье Даута и Чегема она подразделена на три толщи: красноцветных и сероцветных конгломератов и песчаников, красноцветных алевролитов и песчаников и пестроцветных аргиллитов и алевролитов с прослоями песчаников и конгломератов. В последних содержится галька известняков с верхнепермской фауной. Мощность свиты меняется от 350 до 2500 м.

Гидамотарская свита сохранилась лишь в массиве горы Киньрчад (Аксаутская впадина). Она залегает согласно на эпчикской свите и несогласно переходит на отложения среднего палеозоя.

Свита сложена ритмично чередующимися красноцветными конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами. Ее мощность 650 м, при полойном подсчете свыше 1000 м.

В крайней восточной части Передового хребта в междуречье Баксана и Чегема над базальными горизонтами грубых конгломератов и песчаников небольшой мощности лежат пестроцветные пятнистые доломитовые и известковые мергели, аргиллиты и алевролиты, относимые к пермо-триасу.

Общая мощность верхнепалеозойских отложений Передового хребта достигает 5—6 км.

Зона Главного хребта

В Главном хребте верхнепалеозойские отложения известны в нескольких районах.

На хр. Абаго, в бассейне р. Белой, на среднепалеозойскую зеленокаменную толщу с несогласием налегают красноцветные отложения, соответствующие нижнепермским аксаутской и киньрчадской свитам, причем их здесь не везде возможно разделить. Они представлены красноцветными и серыми грубозернистыми песчаниками и конгломератами средне-, мелко- и разногальчаными с прослоями мелкозернистых слюдистых песчаников, алевролитов и глинистых алевролитов. В нижней части встречаются прослой серых доломитов обломочной текстуры. Мощность толщи 20—200 м.

Выше с размыром и небольшим угловым несогласием залегают верхнепермские серые известковистые песчаники и конгломераты, содержащие гальку кристаллических сланцев, гранитоидов, метаморфических пород среднего палеозоя и нижнепермских красноцветных песчаников. Мощность этой пачки 10—15 м. На них лежат светло-серые опесчаненные рифовые известняки, замещающиеся по простиранию песчаниками, известковистыми конгломератами и глинистыми алевролитами. Мощность известняков 10—15 м. Здесь, как и в Передовом хребте, по остаткам фораминифер, кораллов, брахиопод, водорослей и др. устанавливается присутствие лишь верхних слоев верхней перми.

В бассейне р. Баксан С. П. Момотом (1968) были недавно открыты нижнепермские красноцветные отложения, залегающие в узких грабенообразных депрессиях несогласно на кристаллических сланцах. Толща мощностью до 200 м состоит из конгломератов, гравелитов и песчаников. В гальке — кварц, кристаллические сланцы, гранитоиды, гнейсы. В песчаниках обнаружены нижнепермские растительные остатки *Ginkgocycadophytus caperatus* (Zub.) Ma l., *Azonotriletes*, *Pollenites*, *Azonaletes* и др.

У перевала Псеашхо верхнепалеозойские отложения трансгрессивно залегают на кристаллических породах и несогласно перекрыты отложениями лейаса. Они разделяются на две толщи. Нижняя сложена гравелитами, песчаниками, конгломератами, алевролитами. Состав обломочного материала аркозовый: галька кварца, гнейсов, микроклинизированных парагнейсов, кристаллических сланцев, гранитоидов, в том числе микроклиновых гранитов, кварцитов, кремнисто-глинистых сланцев и филлитов. Мощность нижней толщи около 600 м. Вверх по разрезу зернистость пород уменьшается.

Верхняя, согласно залегающая толща сложена преимущественно филлитовидными, полосчатыми разноцветными яшмовидными кремнистыми сланцами, а также мраморизованными известняками. Последние залегают в низах толщи в виде линзовидных тел и пачек, быстро выклинивающихся по простиранию, и их мощность меняется от 20 до 200 м. Мощность верхней толщи не выше 1000 м.

Из описанных пород фаунистически охарактеризованы лишь известняки, содержащие кораллы рода *Waagenophyllum* (средняя — верхняя пермь). Остальная часть разреза интерпретируется условно: нижняя часть — как верхний карбон (аналог гремучинской свиты Передового хребта), а верхняя часть — как верхняя пермь.

Близкий к Псеашхинскому разрез верхнего палеозоя известен в Северной Осетии (Моргунов, 1965б), в междуречье Ардона и Терека. Здесь на кристаллические сланцы несогласно налегает грубообломочная толща, представленная внизу ритмично чередующимися конгломератами, пуддингами и грубозернистыми

песчаниками (мощность 260—800 м), а вверху — гравелитами, песчаниками (кварцитами), алевролитами и филлитами с отдельными прослоями конгломератов (мощность 240—390 м). Эта толща может быть сопоставлена с гремучинской свитой Передового хребта.

Выше нее лежит пачка песчаников и филлитов с маломощными прослоями мраморизованных известняков: мощность ее 100—120 м; еще выше — преимущественно известняки, метаморфизованные местами в мраморы, мощностью до 520 м. В известняках собраны остатки гастропод и табулят нижней перми и фораминифер верхней перми, а также брахиопод обоих отделов.

В Верхней Сванетии, в районе горы Ушба морские метаморфизованные верхнепалеозойские отложения выделены в квишскую свиту. Они залегают несогласно на кристаллических сланцах и трансгрессивно перекрыты лейасом. О. Д. Хуцишвили (1972) выделяет в разрезе три толщи:

1. Терригенно-грубообломочную (конгломераты, пудинги, гравелиты, крупнозернистые и алевролитовые песчаники) с преобладанием мелкозернистых песчаников и алевролитов в верхах толщи.

2. Филлитизированных черных сланцев с прослоями и линзами мраморизованных известняков мощностью 10—20 м. Мощность толщи 160—210 м.

3. Сланцеватых алевролитов коричневатого и зеленоватого цвета. Мощность толщи 130—160 м.

Общая мощность квишской свиты 500—700 м.

В средней толще, вероятно, ближе к ее подошве (Хуцишвили, 1972) собраны брахиоподы, свидетельствующие о позднекаменноугольном — раннепермском возрасте.

Нижнюю толщу по аналогии с другими районами Кавказа можно считать верхней частью верхнего карбона.

В средней части толщи из прослоев известняков недавно удалось определить водоросли рода *Pertmocalculus* Elliott, *Gymnocodium bellerophonte* (R o t h p l e t z), определенные К. Б. Кордэ и указывающие на позднепермский возраст. В верхнепермские фораминиферы обнаружены в верхней толще. Это *Codonofusiella* cf. *schubertelloides* S h e n g., *Pachyphloia* sp., *Geinitzina* sp. (данные О. Д. Хуцишвили, определения С. Ф. Щербович).

В междуречье Аксая и Аргуна (Варандийская антиклиналь) к юго-востоку от г. Грозного скважинами вскрыты морские пермские отложения. Их сводный разрез, по данным В. А. Станулиса, Ю. А. Стерленко и О. А. Булгаковой (1971), представляется в следующем виде (снизу вверх):

- | | |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|
| 1. Известняки темно-серые доломитизированные. Комплекс фораминифер (<i>Geinitzina</i> sp., <i>Dagmarita chanakchensis</i> Reitl., <i>Paraglobivalvulina mira</i> Reitl., <i>Hemigordius</i> sp. и др.) свидетельствует скорее всего о средней перми | 185 м |
| 2. Известняки черные глинистые с кремовым оттенком доломитизированные. Остатки фораминифер (<i>Geinitzina caucasica</i> К. М.-Маcl., <i>Dagmarita chanakchensis</i> Reitl., <i>Pachyphloia</i> sp., <i>Glomospira</i> sp. и др.) также, вероятно, датируют среднюю пермь | 650 м |
| 3. Мергели красноцветные пятнистые песчано-алевритистые. Фаунистические остатки аналогичны вышележащей толще | 135 м |
| 4. Известняки черные доломитизированные переслаиваются с массивными светло-кремовыми известняками. Фораминиферы зоны <i>Colaniella parva</i> указывают на верхнюю пермь | 85 м |

Общая известная мощность перми этого района свыше 1000 м.

В районе горы Хуко пермские отложения залегают несогласно на среднем карбоне. Они представлены морской терригенно-карбонатной толщей, содержащей разнообразные массивы биогермных известняков. В юго-восточной части

района среди терригенных пород появляются пачки кремнистых сланцев, аналогичных сланцам перевала Псеашхо. Остатки фораминифер датируют все три пермских отдела (Белов, 1967). Мощность пермских отложений 500—600 м. Они несогласно перекрыты конгломератами с галькой верхнепермских известняков, условно относимыми к нижнему триасу.

Зона Южного склона

В долине р. Хумпрери с отложениями башкирского яруса почти непосредственно соприкасается (контакт не обнажен), также отнесенная М. Л. Соминым (1971) к бакылдской свите, литологически сходная толща мощностью 100 м. В известняках последней найдены фораминиферы сакмарского яруса нижней перми: *Quasifusulina* sp., *Robustoschwagerina* ex gr. *tumida* L i c h.

Скорее всего карбон и пермь контактируют по разлому; но нельзя исключить и стратиграфический перерыв между ними.

Лайлинская свита сложена серыми и зеленоватыми плагиоклаз-кварцевыми песчаниками и алевролитами, содержащими частые и очень тонкие прокладки зеленоватых или черных филлитовидных сланцев. Сложность структуры не позволяет определить мощность свиты; возможно, она превышает 1000 м. Вблизи кровли свиты А. А. Беловым найдены фораминиферы *Bradyina* sp., *Tuberitina* sp. они и главным образом стратиграфическое положение определяют раннепермский возраст свиты.

Челшуриинская свита иногда флишоидная заметно более глинистая и известковистая — это тонкое чередование черных и зеленоватых филлитовидных сланцев и бурых алевролитов и песчаников. В чередовании нередко участвуют пласты песчаных известняков, гравелитов и конгломератов. В нижней части челшуриинской свиты найдены фораминиферы низов средней перми (*Misellina* sp., *Cancellina* sp., *Codonofusiella* sp., *Minosaponella* sp., *Pseudofusulina* sp. и др.), а в верхней Г. А. Чихрадзе найдена микрофауна мургабского яруса — *Symatrina* cf. *longissima* (D e p r a t.), *Neoschwagerina* ex gr. *hukoensis* К. М. - М а с l.

Гвадараинская свита — кварц-полимиктовые песчаники, гравелиты и конгломераты (часто с галькой известняков), в меньшей мере алевролиты и известняки. Мощность свиты порядка 1000 м. Есть основания предполагать для ее большей части уже триасовый возраст. Однако наличие триаса в десской серии представляется не столь бесспорным, как раньше, когда считался доказанным постепенный переход от палеозойских отложений к лейасу.

Верхнепалеозойские отложения также имеются в Северной Кахетии, о чем свидетельствуют данные В. А. и Ю. В. Мельниковых и В. И. Маручина (1973), обнаруживших в обломке известняка в осыпях на южном склоне хр. Спероза остатки верхнепермской брахиоподы *Uncinunellina fimorensis* В e u r i c h. Из-за плохой изученности этого района можно лишь предполагать, что ниже известняков верхней перми располагается известная в хр. Спероза мощная толща аркозовых песчаников, похожая на верхнекаменноугольные (?) — нижнепермские отложения хр. Псеашхо, ур. Квиши и Северной Осетии.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА (МЕЗОЗОЙ)

Триасовые отложения распространены преимущественно в зонах Передового хребта и Южного склона и в меньшей степени в Главном хребте. Они описываются по данным В. Н. Робинсона, С. Л. Бызовой, В. И. Славина, К. О. Ростовцева и других исследователей.

Зона Передового хребта

В бассейне р. Малая Лаба обнажен наиболее полный разрез триаса, расчлененный двумя региональными перерывами на три серии.

Тхачская серия карбонатных осадков состоит из трех свит.

Ятыргвартинская свита начинается базальным горизонтом песчаников и конгломератов мощностью до 100 м, на котором залегают сначала массивные песчанистые, в нижней части брекчиевидные, а затем тонкоплитчатые светлосерые известняки. Мощность массивных известняков 20—50 м, а тонкоплитчатых, — собранных в мелкие складки, образованные, вероятно, в процессе сингенетического подводного оползания, оценивается примерно в 200—250 м. Фауна этой свиты принадлежит индскому (пелециподы) и оленекскому (аммониты) ярусам.

Свита Малого Тхача, связанная постепенным переходом с ятыргвартинской, сложена массивными песчанистыми известняками с прослоями кварцевого конгломерата в верхней части. Ее мощность в районе горы Малый Тхач равна 75 м. Фауной пелеципод, брахиопод, фораминифер и аммоноидей доказывается принадлежность свиты к низам анизийского яруса.

Ачешбокская свита в большинстве разрезов согласно залегает на свите Малого Тхача и только в районе хут. Никитина (р. Малая Лаба) лежит с размывом на ятыргвартинской свите, имея в основании пачку конгломератов и песчаников. В северо-западном направлении свита постепенно срезается трансгрессивной сахрайской серией.

Нижняя часть свиты мощностью около 100 м представлена тонкоплитчатым известняком, переслоенным известковистыми аргиллитами, вмещающими слой красных и зеленых известняков и аргиллитов (до 10 м). На описанных породах залегает пачка массивных конкреционных известняков мощностью 35 м, в свою очередь перекрытая ритмично чередующимися серыми конкреционными известняками и голубоватыми известковистыми глинами. Мощность верхней части разреза 160 м, а всей свиты до 300 м.

Ачешбокская свита в верхней части содержит богатый комплекс аммоноидей, фораминиферы и редкие пелециподы верхов анизийского яруса.

Сахрайская серия, или свита, начинается базальным горизонтом песчаников и гравелитов мощностью 7—8 м. Выше лежат темные песчано-слоистые аргиллиты с сидеритовыми конкрециями и редкими линзами и пластами органических известняков, песчаников и гравелитов; еще выше аргиллиты чередуются с мелкозернистыми песчаниками. Мощность этой толщи около 280 м. Верхняя часть серии мощностью 150—200 м сложена однородными аргиллитами и сидеритами. В северо-западном направлении слагающие серию осадки замещаются песчаниками и конгломератами, залегающими с размывом на разных горизонтах ачешбокской, Малого Тхача и ятыргвартинской свит. Мощность серии 400—500 м. Находки аммонитов, пелеципод, брахиопод, а также комплексы спор и пыльцы указывают на ладинский возраст низов и карнийский возраст верхов серии.

Ходзинская серия также с размывом и базальным горизонтом конгломератов, гравелитов, песчаников и песчанистых известняков залегает на различных частях разреза триаса; мощность ее до 120 м. Только на левобережье р. Сахрай она начинается известняками, сменяющими сахрайскую серию без видимого несогласия. Над базальным горизонтом расположена пестрая толща слоистых и массивных, весьма изменчивых по простиранию песчаников. Местами в нижней части серии выделяются пачки рифогенных и органических известня-

ков мощностью до 135—180 м, а в верхней части — толща массивных известняков с брахиоподами мощностью 100—220 м. Сохранившаяся после предъюрского размыва часть серии имеет мощность до 400 м. Фауна пелеципод, брахиопод, кораллов и редких фораминифер в ней принадлежит норийскому ярусу. В верхах серии встречаются массовые рэтские брахиоподы.

В районе ст. Каменноостской стратиграфическим аналогом описанной серии является толща зеленоватых и бурых аргиллитов и конгломератов мощностью 30 м в основании, выделяемая как ходжокская серия. В этой известково-глинистой толще содержится фауна норийского яруса.

Разрозненные выходы в основном верхнетриасовых отложений известны на юго-западном крыле и северо-западном погружении Пшекишской подзоны и только в отдельных пунктах (гора Гефо, район горы Раскол-скала и др.) развита пачка тонкоплитчатых известняков с прослоями аргиллитов, возможно, раннетриасового возраста, а на левом берегу р. Белая — пачка черных аргиллитов, относящихся, вероятно, к среднему триасу.

Триасовые отложения, аналогичные вышеописанным, обнажаются и в районе Абагского поднятия.

Зона Главного хребта

В Главном хребте (крайний запад) к триасу, впервые выделенному К. В. Миклухо-Маклай, условно относится толща песчаников, чередующихся с подчиненными конгломератами в виде слоев мощностью 0,5—1,5 м. Песчаники содержат рассеянную гальку кварца и известняка, слагающую конгломераты. Фораминиферы из известняковой гальки, изученные К. В. Миклухо-Маклай, относятся к позднепермскому времени. На этом основании описанная толща мощностью 50—100 м относится к триасу.

Также условно В. И. Славин отнес к триасу толщу темных алевролитов с прослоями песчаников, начинающуюся глыбовым конгломератом мощностью 15 м, залегающим на пермских осадках. Мощность этой толщи более 220 м.

Зона Южного склона

В зоне Южного склона палеонтологически доказанные триасовые отложения открыты В. И. Славным у сел. Красная Поляна. В нижней части они представлены флишеидной толщей ритмично чередующихся конгломератов, песчаников и глинистых сланцев, ниже которых буровая скважина вскрыла пачку черных глинистых сланцев. Выше флишеидной толщи залегают известковистые и слюдистые песчаники, глинистые сланцы и рифогенные известняки. В известняках обнаружены кораллы норийского яруса *Margarosmia* sp., *Thamnastraea meriani* St o r p. var. R e u s. Мощность описанного разреза достигает 400 м.

Кроме этой толщи триасовый возраст вероятен для верхов гвадарашской свиты, венчающей разрез десской серии Сванетского антиклинория.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ *

Древнейшие проявления магматизма в пределах Большого Кавказа связаны с формированием докембрийского фемического слоя. Подавляющее большинство амфиболитов буульгенской серии, балканской и бечасынской свит — это, по-видимому, метаморфизованные изверженные породы основного состава, как эффузивы и туфы, так и силлы.

Ортоамфиболиты. Среди пород балканской свиты В. В. Плошко (1965) описывает эпидотовые габбро-амфиболиты, которые, по его мнению, несомненно относятся к габброидам. Это темные с зеленоватым оттенком среднезернистые массивные или гнейсовидные породы, имеющие гранобластовую, иногда порфиробластовую структуру. Обычно они сложены роговой обманкой, эпидотом, хлоритом, альбитом, сфеном и титаномagnetитом. Иногда встречается реликтовый пироксен (диопсид?). Роговая обманка преобладает в количественном отношении над эпидотом и образует правильные короткопризматические кристаллы. Кое-где среди зерен роговой обманки сохраняется бесцветный диопсид (?). Эпидот образует скопления довольно крупными зерен (до 1 мм в длину). Хлорит развивается по амфиболу.

В других районах габбро-амфиболиты в принципе не отличаются от описанных В. В. Плошко амфиболитов балканской свиты. Эти породы, близкие по химическому составу, отвечают магмам известково-щелочного ряда, по П. Нигли (табл. 3).

Таблица 3

Химический состав амфиболитов Передового хребта и Бечасынской зоны

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	43,38	44,90	48,73	48,28
TiO ₂	0,37	2,26	2,74	3,20
Al ₂ O ₃	14,26	18,00	16,02	12,00
Fe ₂ O ₃	8,96	5,40	5,34	3,64
FeO	9,40	6,66	7,80	13,06
MnO	0,20	0,11	0,15	0,21
MgO	7,46	6,00	4,21	5,44
CaO	13,42	10,65	10,27	8,98
Na ₂ O	0,40	2,30	1,00	2,04
K ₂ O	0,20	0,45	0,15	0,84
P ₂ O ₅	Не опр.	—	—	0,28
H ₂ O ⁻	0,31	—	—	—
H ₂ O ⁺	1,86	—	—	—
П. п. п.	—	3,57	3,95	2,55
Сумма	100,22	100,30	100,36	100,52

Анализы: 1 — габбро-амфиболит из балканской свиты, р. Малая Лаба (Плошко, 1965); 2, 3, 4 — амфиболиты бечасынской свиты, р. Кубань (анализ № 4, Ю. Я. Потапенко, 1965 г.).

* Раздел, посвященный докембрийскому интрузивному магматизму, мало отвечает, вероятно, действительной большой роли не только основного, но и кислого магматизма в докембрии. Эта большая роль была затемнена последующими явлениями вариссийской регенерации. (Прим. ред).

В зоне Главного хребта в буульгенской серии в амфиболитах эпидот часто отсутствует. Иногда сохраняются реликты габбровой или габбро-офитовой структуры (рч. Лабардансу).

В протерозое среди магматических образований преобладают силлы, сложенные первично изверженными породами основного состава. Они пользуются значительным развитием в зоне Главного хребта среди отложений дупшукской свиты. Мощность силлов колеблется от 2—3 до 20—30 м. В верховьях р. Баксан мощность одного из силлов достигает 150—200 м. В составе его преобладает зеленая роговая обманка (60%), плагиоклаз № 2—5 (20—25%) и мелкозернистый эпидот (15—20%). Акцессорные минералы представлены магнетитом, редко цирконом. Структура пород обычно гранонематобластовая. Там, где ортоамфиболиты не затронуты даже самыми слабыми процессами гранитизации, в их составе совместно с роговой обманкой нередко встречается диопсид (хр. Кургашичат, в истоках р. Аксаут).

О химизме верхнепротерозойских амфиболитов Главного хребта судить трудно, так как они, как правило, подверглись кремниевому-щелочному метасоматозу. В частности, довольно многочисленные тела диорито-гнейсов, кварцевых диорито-гнейсов, гранодиорито-гнейсов, обычно локализующиеся среди полей развития амфиболитов, по-видимому, представляют собой метасоматические породы. Об этом, в частности, говорит чрезвычайно большое количество различных (по величине зерен) разновидностей пород, образующих неправильные ряды между вмещающими амфиболитами и крайними членами метасоматического ряда, имеющими наиболее «магматический» облик, а также обычно полосчатое чередование этих разновидностей пород. В ряде случаев процесс «диоритизации» амфиболитов сопровождается процессом «базификации» по периферии диорит-гнейсовых массивов, выражающейся в образовании крупнокристаллических горнблендитов в экзоконтактной зоне.

Гранито-гнейсы. Бескесский массив гранито-гнейсов, обнажающийся в долинах р. Большая Лаба и ее левого притока р. Бескес, сложен светлыми, серыми или розоватыми мелко- и среднезернистыми гнейсированными породами, состоящими в основном из кварца и плагиоклаза № 16. По плагиоклазу обильно развиты мусковит и цоизит. Биотит свежий, содержит точечные включения с плеохроичными ореолами. В породах присутствует микроклин в виде немногочисленных зерен, часто содержащих реликты пелитизированного плагиоклаза. По микроклину развивается свежий альбит. Акцессорными минералами являются апатит и сфен. Структура пород гранобластовая.

По минеральному составу гранито-гнейсы Бескесского массива близки плагиогранитам, обнажающимся по р. Блыбь в Блыбской антиклинальной зоне, однако их отличает большее количество наложенного метасоматического микроклина и наличие свежего биотита с плеохроичными двориками вокруг микровключений циркона.

Химический анализ гнейсо-гранитов (в %) балки Мощевой дан Г. Д. Афанасьевым (1950): SiO_2 68,78; TiO_2 0,42; Al_2O_3 16,47; Fe_2O_3 1,83; FeO 0,62; MnO 0,07; MgO 0,01; CaO 2,63; Na_2O 4,70; K_2O 2,30; H_2O^- 0,04; H_2O^+ 1,72; P_2O_5 0,08; сумма 99,67.

Бескесский массив пронизан многочисленными жилами аплитов. Последние представлены белыми мелкозернистыми, заметно гнейсированными породами, состоящими главным образом из альбита № 2—8. Кроме того, встречаются кварц, эпидот и мусковит. На юге гранито-гнейсы контактируют с гипербазитами Беденского массива, имея с ними активный контакт.

Возраст гранито-гнейсов, судя по результатам определения калий-аргоновым методом абсолютного возраста флогопита из контакта гранито-гнейсов с серпентинитами (Афанасьев, 1968), составляет 450 ± 15 млн. лет. Возможно, гранито-гнейсы являются докембрийскими, в частности верхнепротерозойскими. Собственно, в верхнепротерозойское время произошла интрузия плагиогранитов. Поскольку доварисийских калиевых гранитов на Кавказе пока не обнаружено, микролинизацию и, возможно, другие наложенные метасоматические процессы следует, скорее всего, связывать с варисийским орогенезом.

В других районах Большого Кавказа также радиологическими методами обнаружены древние плагиогранит-порфиры (р. Теберда, у пос. Нижняя Теберда) с возрастом 500 млн. лет (Афанасьев и др., 1971), а также пегматоидный плагиогранит из района устья р. Гоначхир в зоне Главного хребта с возрастом 750 млн. лет (Г. Д. Афанасьев и др., 1973 г.). Первая цифра получена калий-аргоновым методом и может быть занижена, вторая — рубидий-стронциевым и, вероятно, ближе соответствует истинному возрасту породы.

О том, что в докембрии довольно широким распространением могли пользоваться плагиограниты и плагиогранит-порфиры, свидетельствует присутствие гальки этих пород в конгломератах кембрийской, урлешской свиты (р. Эшкакон). Наличие мелкозернистого терригенного микроклина в породах верхнепротерозойской верхнекубанской свиты Бечасынской зоны, по данным Г. И. Баранова, может указывать на размыв калиевых нижнепротерозойских гранитов, широко развитых в составе фундамента Русской платформы.

УЛЬТРАБАЗИТЫ

Ультраосновные породы сосредоточены преимущественно в Бечасынской зоне и в зоне Передового хребта, где ими образованы крупные массивы площадью в первые десятки квадратных километров, такие, как Беденский, Малкинский (Бечасынская зона), Кяфарский и Малокафарский (зона Передового хребта). Более мелкие тела в основном линзо-, пласто- или плитообразной формы присутствуют практически на всей территории зоны Передового хребта, но наибольшие их скопления находятся в Блыбском антиклинории (бассейн рек Малая и Большая Лаба).

Огромное большинство гипербазитовых массивов сложено серпентинитами, материнскими породами которых, по данным Г. Д. Афанасьева, Н. Д. Соболева, А. А. Каденского и других, были перидотиты, чаще гарцбургиты, реже лердолиты, встречаются также реликты дунитов, бронзититов, энстатитов и диопсидитов (диаллагитов). Местами, как, например, в массиве горы Лысой (левый берег Теберды между реками Муху и Гидам), в серпентинитах присутствуют дайки пироксенитов. Жильные тела пироксенитов описаны в Малокафарском массиве (хр. Эхреску) А. А. Каденским (1956), выделившим среди них по минеральному составу диопсидиты, вебстериты и энстатиты. В зоне Главного хребта гипербазиты отмечаются только в виде мелких реликтовых тел пироксенитов, реже перидотитов от верховьев р. Белой до Северной Осетии. Эти породы процессами варисийского метаморфизма превращены в флогопит-пироксен-амфиболовые, амфибол-гальковые, оливин-пироксеновые и другие образования.

Помимо перечисленных пород в Северной Осетии встречаются перидотиты с серпентинизированным оливином, по мнению Г. Д. Афанасьева (1971), относящиеся к габбро-перидотитовой формации, в то время как главная масса ультраосновных пород отнесена им к гипербазитовой формации.

Характеристика химического состава гипербазитов зоны Передового хребта приведена в табл. 4.

Химический состав серпентинитов

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	40,47	47,02	45,39	39,90	40,89	36,51	36,58	37,22	40,40	41,40	38,78	38,82	39,22
TiO ₂	0,17	0,16	0,08	0,14	0,02	Не обн.	Следы	Нет	0,09	—	0,26	0,06	—
Al ₂ O ₃	2,25	1,03	0,85	2,25	0,84	0,42	1,04	0,59	1,17	1,92	1,85	4,94	4,06
Fe ₂ O ₃	2,80	3,71	5,60	2,08	3,89	3,48	4,91	3,92	4,50	1,29	7,70	5,48	7,85
FeO	4,36	3,53	3,13	5,97	0,99	3,10	2,22	3,52	2,10	0,48	10,66	3,01	1,85
MnO	0,08	0,11	0,17	0,14	0,06	0,04	0,28	0,31	—	0,25	Следы	0,08	0,16
MgO	35,08	32,95	32,39	41,29	39,62	38,80	38,29	39,47	0,14	39,42	27,52	36,32	32,88
CaO	1,40	Не обн.	0,81	1,44	0,50	0,21	0,65	1,16	38,56	0,15	3,88	3,71	3,45
Na ₂ O	Следы	0,10	0,18	0,10	Следы	0,07	0,13	Нет	0,05	—	0,37	—	—
»	»	0,06	0,07	0,03	»	Не обн.	Нет	Нет	0,41	—	0,14	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	0,01	0,01	—	—	—	—	—	0,01	Следы
P ₂ O ₅	0,13	—	—	—	Не обн.	0,09	—	—	—	—	—	0,27	0,17
SO ₃	0,17	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,52	1,10 ⁻	2,19 ⁺	0,30 ⁻	—	—	14,14	11,88	11,59	13,06	0,65	4,80	8,37 ⁺
H ₂ O ⁻	—	10,2	8,58 ⁺	4,87	13,20	15,39	1,08	1,02	0,92	1,42	—	0,38	0,57
П. п. п.	12,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Анализы: 1—серпентинит из южной части Кяфарского массива (правобережье р. Кяфар); 2—хризотил-баститовый серпентинит р. Маркопидж (из работы В. В. Плошко, 1969 г.); 3—бастит, р. Маркопидж (из работы В. В. Плошко, 1969 г.); 4—гарцбургит р. Заган (из работы В. В. Плошко, 1969 г.); 5—серпентинит хризотилловый из Беденского массива, по В. П. Грицкевичу; 6—бастит сернофит-хризотилловый серпентинит (средний из 6 анализов, Афанасьев и др., 1972); 7 и 8—серпентинизированный лерцолит и гарцбургит Малкинский массив (Афанасьев и др., 1968); 9 и 10—серпентинит и антигоритовый серпентинит Беденский массив (Соболев, 1952); 11—лерцолит хр. Эхреску (Каденский, 1956); 12—серпентинит района горы Цахвоа (Главный хребет); 13—антигоритовый серпентинит, бассейн р. Дамхурц (Соболев, 1952).

Описанные выше серпентиниты в Бечасынской зоне и зоне Главного хребта залегают среди досилурийских или даже докембрийских пород, а в Передовом хребте среди девонских и нижнекарбонных осадков. Их контакты с вмещающими породами обычно тектонические, однако местами, над оз. Кяфар, на хр. Абишира-Ахуба (в верховьях р. Архыз) и в верховьях балки Баритовая, можно видеть контакты, весьма похожие на интрузивные. В контакте с серпентинитами наблюдалась графитизация филлитов и образование за счет известняков пород типа лиственитов, состоящих из кварца, карбоната, талька и ярко-зеленого хромсодержащего хлорита. Мощность зон измененных пород колеблется от нескольких сантиметров до 3—5 м. По данным Ю. Н. Хильтова (1956), аналогичные образования формируются на контакте ультрабазитов и зеленых кварц-хлоритовых сланцев (тебердинская свита). В эндоконтакте серпентиниты рассланцованы, карбонатизированы и иногда оталькованы.

Таким образом, в контакте серпентинитов видны следы низкотемпературных изменений, которые скорее всего объясняются последующей циркуляцией гидротерм в зоне контакта, а не активным воздействием горячего ультраосновного расплава. Такие соотношения гипербазитов с вмещающими породами среднего палеозоя и обычную раздробленность и рассланцованность их массивов

можно объяснить протрузивным внедрением в холодном состоянии, что характерно для альпинотипных гипербазитов (Афанасьев и др., 1971). Это внедрение произошло в нижнем карбоне, вероятно, в процессе главной (предороженной) фазы складчатости одновременно с образованием шарьяжей. Такой вывод сделан на основании прорыва гипербазитами известняков джентинской и кыркольской свит и наличия гальки серпентинитов в залегающих на них с размывом конгломератах среднего карбона (башкирский ярус, свита S_2^3 Донбасса).

Вопрос о времени образования гипербазитов для своего решения требует дальнейших исследований, поскольку собранные к настоящему времени геологические данные не определяют их нижнего возрастного предела. Известно, что ультрабазиты, по крайней мере, в зоне Передового хребта являются самыми древними интрузиями. Они прорываются всеми другими интрузиями и не прорывают ни одну из них. Гипербазиты несмотря на тщательные поиски, проводившиеся многими исследователями, не обнаружены ни в конгломератах верхнего девона (семиродниковская и кубилинкольская свиты), ни в конгломератах нижнего карбона (кыркольская свита). Следовательно, в указанные периоды истории Большого Кавказа гипербазиты не размывались.

О верхнем возрастном пределе гипербазитов можно судить по данным определения калий-аргоновым методом, абсолютного возраста флогопитов из контактовых оторочек гранитных интрузий, прорывающих серпентиниты. Если эти данные не вводят нас в заблуждение, то гипербазиты Беденского и Нижнетебердинского массивов не моложе 450 ± 25 млн. лет (Афанасьев, 1971).

В зоне Передового хребта возраст флогопитовых оторочек, также определенный калий-аргоновым методом, заметно моложе, он варьирует от 350 до 380 млн. лет.

ПАЛЕЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Комплекс интрузивов палеозоя слагают среднепалеозойские (геосинклинальные предорожденные) и верхнепалеозойские орогенные массивы. Те и другие в крупнейших структурно-формационных зонах представлены резко различными наборами пород. Так среди палеозойских толщ Передового хребта залегают преимущественно небольшие интрузивные тела, состав которых варьирует от габбро до гранита. В то же время докембрийские (?) толщи Главного хребта, Бечасынской, Адыгейской и Кисловодско-Черкесской зон насыщены огромными массами гранитов.

Интрузивы девонского возраста — это небольшие тела штоко-, дайко- и жиллообразной формы, вероятно связанные с девонской вулканогенной формацией внутри (урупская серия), и вблизи (тоханская серия) которой они установлены. Их представители известны в малкинской свите (район устья р. Хасаут), среди девонских вулканитов в окрестностях Тырнауза и на Худесском месторождении.

Девонские интрузивы р. Хасаут (Красивская, 1964) представлены плагиогранит-порфирами и плагиогранитами, сложенными альбитизированным плагиоклазом и в меньшей мере кварцем. В темноцветной части преобладает хлорит, кроме которого присутствует чешуйчатый биотит и роговая обманка глаукофанового типа. Акцессорные минералы — циркон и апатит.

Плагиогранит-порфиры района Тырнауза, описанные впервые Л. А. Варданянцем в 1940 г. как «трондьемиты», тесно ассоциируют с вулканитами кызылкольской свиты. Они состоят из плагиоклаза, кварца и хлоритизированных темноцветных минералов. Нередко встречаются микрографические сростания. Поскольку эти гранитоиды представлены мелано- и лейкократовой разностями,

местами образующими полосчатую текстуру, и содержат реликты диабазов, для них можно предположить метасоматический генезис. Абсолютный возраст плагиигранитов р. Малка, определенный калий-аргоновым методом (Афанасьев и др., 1968) в двух пробах, равен 280 и 304 млн. лет.

Верхний возрастной предел описываемых плагиигранитов определяется фактом их размыва и отложения в гальку конгломератов малкинской, семиродниковской и кубилиянокольской свит. В этих конгломератах установлены равнозернистые, порфиридные и микропегматитовые (гранофировые) плагииграниты, по химическому составу (табл. 5) варьирующие от кварцевых диоритов до лейкократовых гранитов. Возможно, что к интрузиям девонского возраста относятся также дайки габбро, граносиенитов, неки граносиенит-порфиров, фельзиты и минетты урупского комплекса, прорывающие андрюкскую свиту в районе пос. Уруп. Их абсолютный возраст равен 340—345 млн. лет (Афанасьев и др., 1968).

Интрузивы раннекарбонového возраста. Габбро, диориты, плагииграниты и сиенито-диориты включаются нами в описанный Ю. Н. Хильтовым (1959) архызский комплекс (табл. 6). Типичными представителями интрузий этого типа являются габбровые и габбро-диоритовые массивы рек Малая и Большая Лаба, района пос. Архыз, горы Кара-бек и района сел. Верхняя Теберда.

Относя эти интрузии к раннему карбону, авторы допускают, что многие из них, заключенные в Марухском и Ацгаринском покровах, могут быть аллохтонными для зоны Передового хребта и, следовательно, более древними.

Таблица 5

Химический состав девонских плагиигранитов

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	H ₂ O	И. п. п.	Сумма
1	58,90	4,30	13,69	8,92	2,42	0,14	4,44	4,00	4,75	4,05	—	—	—	2,68	—	99,29
2	67,79	0,78	12,97	2,97	4,60	0,16	0,80	2,45	5,20	1,50	—	—	—	1,19	—	100,41
3	58,43	0,97	18,40	7,40	0,06	0,21	0,40	1,74	6,50	4,20	—	—	—	2,64	—	101,45
4	57,61	0,67	14,63	4,29	7,54	0,20	3,59	8,34	4,40	0,54	0,06	0,10	0,18	0,17	1,14	100,01
5	73,97	0,31	12,27	0,85	1,82	0,04	0,64	4,91	3,75	0,50	0,06	0,10	0,35	0,10	0,77	99,84
6	68,61	0,41	12,78	3,27	0,83	0,09	1,44	3,41	3,52	1,06	0,07	0,22	—	0,01	4,86	100,58
7	69,39	0,18	13,94	4,82	0,20	0,06	0,52	3,53	4,45	2,83	0,02	0,02	—	0,01	3,55	100,42
8	74,35	0,24	11,93	0,44	1,40	0,07	0,60	0,54	5,77	0,42	—	—	—	0,05	0,78	100,48
9	78,18	0,21	13,30	0,78	0,88	0,10	0,40	0,30	5,27	0,49	—	—	—	0,05	0,74	100,64
10	74,97	0,17	13,24	1,24	1,80	0,04	0,76	1,05	5,33	0,12	0,18	—	—	0,48	0,44	99,43

Анализы: 1, 2, 3 — плагииграниты р. Хасаут («Геология СССР», т. IX); 4, 5 — плагииграниты (трондьемиты) района горы Тырнауз (анализы И. И. Грекова); 6, 7 — плагиигранитная галька конгломератов семиродниковской свиты (восточный склон горы Пастухова); 8, 9 — плагиигранитная галька конгломератов семиродниковской свиты (район Бескесского месторождения); 10 — плагиигранитная галька конгломератов семиродниковской свиты (район пос. Архыз).

Химический состав габбро и диоритов архызского комплекса
интрузивов нижнего карбона

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	55,06	52,11	42,78	47,00	47,75	47,05	56,80
TiO ₂	0,53	0,53	0,25	0,37	0,26	0,65	0,97
Al ₂ O ₃	17,86	17,24	13,43	18,58	19,19	11,00	16,78
Fe ₂ O ₃	2,82	2,76	2,83	1,60	2,45	2,30	2,82
FeO	4,84	5,49	6,09	5,00	4,41	8,38	4,47
MnO	0,13	0,17	—	—	—	—	—
MgO	4,78	5,53	15,61	8,71	8,12	13,70	4,64
CaO	6,13	7,35	15,38	12,10	12,80	11,55	8,15
Na ₂ O	3,44	3,91	0,38	3,06	3,21	1,82	3,36
K ₂ O	1,44	2,28	0,10	0,23	0,25	0,20	0,20
P ₂ O ₅	0,47	0,36	—	—	—	—	—
SO ₃	Сл.	0,08	—	—	—	—	—
П. п. п.	1,94	2,99	3,16	—	—	—	—

Анализы: 1—диорит; 2—габбро-диорит из верховьев р. Кяфар; 3—оливиновое габбро (Каденский, 1956); 4, 5, 6—мезо-, лейко- и меланократовое габбро (Хильтов, 1959); 7—диорит (Хильтов, 1959).

Основные породы образуют крупные лополитоподобные тела, заполняющие ядерные части структур синклинального типа (Верхнетебердинский массив, Зеленчукский массив, слагающий, в частности, гору Кара-бек) и мелкие, согласные реже резкосекущие интрузии.

В составе группы основных пород преобладают метаморфизованные габбро, состоящие из пироксена, плагиоклаза (лабрадора), оливина и амфибола, а по степени зернистости подразделяющиеся на мелко-, средне- и крупнозернистые разновидности. Мелкозернистыми разновидностями слагаются краевые части массивов, в то время как в их центральных частях преобладают среднезернистые породы. С габбро постепенным переходом связаны, с одной стороны, меланократовое габбро и встречающееся в виде шпиров оливиновое габбро, а с другой стороны, габбро-диориты и диориты. Минеральный состав всех этих пород одинаков и только количественные соотношения минералов различны. Характер вторичных изменений показывает, что мы имеем дело с амфиболизированными, сосюритизированными и пренитизированными габбро.

Кроме перечисленных пород в габбровых массивах часто встречаются жилы габбро-пегматитов мощностью до 0,5 м. Это гигантозернистые породы, размер зерен которых 3—5 см, а иногда и 10 см.

Геологический возраст описанных пород определяется следующими данными.

1. Габбро и габбро-диориты залегают среди пород тебердинской и адгаринской свит, а также в их контактах с подстилающими толщами верхнего девона и нижнего карбона. Многочисленные контакты, которые можно наблюдать в районе пос. Архыз и на Тебердинском участке, характеризующиеся проникновением апофиз габбро в сланцы как по сланцеватости, так и поперек ее и обилием ксенолитов сланцев у контакта, не оставляют сомнения в интрузивной природе контакта и более молодом, чем тебердинская, адгаринская и кыр-кольская (?) свиты, возрасте габброидов.

2. Основные породы перекрываются осадками, сопоставляющимися со свитой S_2^3 башкирского яруса Донбасса и широко распространены в гальке базальных конгломератов этих отложений. Непосредственное налегание осадков среднего карбона на габброиды можно видеть в бассейне р. Марух (по балке Демухчат), на горе Кара-бек, в районе хр. Эхреску и многих других местах. Следует отметить, что породы, подобные вышеописанным габброидам, не обнаружены в конгломератах нижнего карбона и верхнего девона, специально на этот предмет нами изучавшихся.

3. Основные породы имеют активные интрузивные контакты с серпентинитами Кяфарского и Малокияфарского массивов. Прорывая последние, они захватывают их в виде ксенолитов различной величины. Размер некоторых ксенолитов достигает нескольких сотен кубических метров.

В результате контактового воздействия габбро на серпентиниты последние амфиболизируются, в них регенерируется оливин, образуются оторочки пироксена, возникают амфиболовые эпидозиты и другие контактовые образования (Хильтов, 1959).

Вышесказанное говорит в пользу раннекарбонного возраста габброидных интрузий, согласный характер которых расланцованность и метаморфизм, вероятно, в значительной степени являются результатом их участия в складчатости. На доскладчатый характер интрузий указывает также внутреннее строение массивов, линейная ориентировка в которых, выраженная субпараллельным расположением призматических зерен пироксена, повторяет складчатую структуру. Так, в интрузиях, расположенных на крыльях Архызской антиклинали, линии течения погружаются, в общем, согласно с направлением падения вмещающих толщ.

К и с л ы е и н т р у з и в ы широко распространены в зоне Передового хребта. На западе это тоналиты хр. Большие Балканы, Блыбский массив и др., а на востоке — кварцевые диориты и плагиограниты верховьев рек Чилик и Кяфар, мелкие штоки и дайки (мощностью от нескольких сантиметров до 20 м) окрестностей пос. Архыз и месторождения Худес и др. Первые относятся к уруштенскому, а вторые к архызскому комплексу (Афанасьев, 1968; Хильтов, 1959). Кроме того, плагиогранитоиды присутствуют в Главном хребте и Бечасынской зоне.

Характерной общей чертой гранитоидов, представленных всеми разновидностями, от кварцевых диоритов и гранодиоритов до аляскитов и жильных производных — аплитов и пегматитов, является их натриевый тип, минералогически выраженный присутствием плагиоклаза, а химически — преобладанием натрия над калием.

Кварцевые диориты и гранодиориты Чиликского массива — серые среднезернистые, равномерноезернистые породы с гнейсовидной текстурой, состоящие из плагиоклаза, роговой обманки, кварца, биотита и хлорита. Акцессорные минералы — сфен, апатит, циркон и магнетит. Первичный плагиоклаз (андезин) альбитизирован, серицитизирован и соссюритизирован.

Для гранодиоритов характерен биотит в то время, как в кварцевых диоритах преобладает роговая обманка. Изредка встречается неравномерно рассеянный в породе микроклин метасоматического происхождения.

Возраст биотита чиликских гранодиоритов, определенный в лаборатории ИГЕМ АН СССР, равен 330 млн. лет (проба Е. А. Снежка).

Плагиограниты (массив оз. Кяфар) — серые, зеленовато-серые или розоватые мелко- и среднезернистые, реже крупнозернистые массивные породы, состоят из кварца, плагиоклаза (альбит-олигоклаз), по которому развивается

серицит и цоизит, и биотита, иногда полностью замещенного хлоритом. Встречается метасоматический микроклин. Акцессорные минералы — сфен, апатит, циркон и магнетит.

В лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР для плагиогранитов этой интрузии калий-аргоновым методом определен абсолютный возраст: по хлоритизированному биотиту 315 ± 12 млн. лет, а по кварц-полевошпатовой массе 315 ± 15 млн. лет.

Аплиты и аплитовидные граниты (верховья р. Кяфар) — многочисленные маломощные прожилки однородных светлых мелкозернистых пород. Они состоят из альбита № 2—8, кварца, эпидота, цоизита, мусковита и хлорита.

Пегматиты и пегматоидные граниты — крупное (мощностью 50 м) тело в верховьях западного истока р. Кяфар среди песчаников чиликской свиты, сложенное крупными выделениями кварца и мусковита. В небольших количествах присутствуют цоизит и рутил.

По определению лаборатории ИГЕМ АН СССР калий-аргоновым методом возраст мусковита этой породы равен 357 ± 5 млн. лет.

Время внедрения кислых пород определяется на основании следующего.

1. Интрузии кислого состава прорывают отложения среднего палеозоя Уруштено-Ацгаринской и Бескесско-Марухской подзон, а также чиликской и тербердинской свит.

2. Дайки плагиогранитов мощностью от 0,2 до 5—7 м, падающие на юг под углом $15-40^\circ$, наблюдались автором на водоразделе рек Гидам и Кишкит в толще песчаников и аргиллитов верхней подсвиты гидамской свиты, залегающих на фаунистически охарактеризованных известняках позднефаменского возраста. Крупнейшая из даек (длина 700 м) сечет на этом участке тело габбро-диоритового состава.

3. Кислые породы имеют активные контакты с ультраосновными породами. В зоне контакта часто образуются оторочки флогопитового и широксен-флогопитового состава мощностью до 3—5 м. Из одной такой оторочки на правобережье р. Кяфар в пределах Кяфарского серпентинитового массива нами были отобраны две пробы. Абсолютный возраст флогопитов, определенный в лаборатории ИГЕМ АН СССР калий-аргоновым методом, оказался равным 350 и 367 ± 3 млн. лет.

4. Породы основного состава также прорываются плагиоклазовыми гранитоидами. Серию мелких жил последних можно видеть, в частности, в Зеленчукском массиве габброидов прямо на дороге, ведущей в пос. Архыз. В экзоконтакте наиболее крупных из жил образуются полосы окварцованных габбро шириной до 0,5 м. Имеются существенные эндоконтактные изменения, описанные Ю. Н. Хильтовым (1959).

5. Верхний возрастной предел гранитоидов определяется налеганием на них с разрывом конгломератов среднего карбона, отчетливо наблюдаемым на горе Чилик.

Для крупных кислых интрузивов характерна меньшая степень согласия, чем для вышеописанных интрузий основного состава. Кислые интрузии имеют более близкую к изометричной форму и часто их контакты косо секут слоистость вмещающих пород.

Четко секущее положение кислых интрузий видно на примере Чиликского массива, залегающего в северо-восточном крыле Чиликской синклинали. В юго-западном контакте интрузии отчетливо срезаны пласты вмещающих песчаников и сланцев, а в ее северной части, на левом берегу г. Кяфар, можно наблюдать ксенолиты смятых в складки песчаников. На ассимиляцию смятых

в складки пород указывают также замеры ориентировки ксенолитов, во множестве сохраняющихся внутри массива. Еще более четко несогласными являются некоторые жильные и дайкообразные тела, в частности тело плагиопегматитов, залегающее в средней части западного истока р. Кяфар (табл. 7).

Таблица 7

Химический состав гранитоидов нижнего карбона

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	66,08	65,56	65,54	69,7	77,44	69,70	73,29	68,92
TiO ₂	0,39	0,28	0,28	0,22	0,04	0,39	0,28	0,33
Al ₂ O ₃	17,08	16,41	15,46	15,20	14,25	12,63	14,12	17,44
Fe ₂ O ₃	1,39	1,53	1,48	0,62	0,62	0,37	0,29	0,15
FeO	1,67	2,58	2,62	1,98	0,79	2,35	2,35	2,76
MnO	0,06	0,08	0,05	0,06	0,03	—	—	0,07
MgO	1,54	5,00	3,24	1,13	0,05	1,31	1,36	1,14
CaO	3,31	2,43	3,45	2,45	0,53	6,70	1,19	3,72
Na ₂ O	4,78	3,51	3,78	3,49	4,25	4,80	4,96	3,62
K ₂ O	1,54	1,98	2,04	3,0	1,18	0,50	0,20	1,18
P ₂ O ₅	0,38	0,16	0,51	0,15	0,09	—	—	—
SO ₃		0,08	0,04	0,03	0,04	1,74	—	—
H ₂ O ⁺	1,50 ⁺	0,15	0,13	0,19	0,31		0,17	0,18
H ₂ O ⁻	0,17							
С у м м а	99,89	100,97	99,34	98,08	100,02	100,49	98,12	99,33

Анализы: 1 — тоналиты хр. Большие Балканы (Афанасьев и др., 1971); 2, 3 — гранодиориты Чиликского массива; 4 — плагиогранит (массив оз. Кяфар); 5 — жильный аплитовидный гранит (верховья р. Кяфар); 6 — плагиогранит; 7 — пегматит бассейна р. Большой Зеленчук (Хильтов, 1959); 8 — плагиограниты бассейна р. Кубани (Демин, 1960).

Подобные соотношения кислых интрузий с вмещающими породами, вероятно, являются результатом их внедрения одновременно или в конце главной фазы складчатости.

Плагиограниты зоны Главного хребта и Блыбского антиклинория образуют согласные с вмещающими породами пластообразные тела, залегающие среди кристаллических сланцев и гнейсов докембрия и обычно имеют гнейсовидную, иногда полосчатую текстуру. Для плагиогранитов характерна крупная зернистость и изменчивый (плагиограниты, кварцевые диориты, граниты) состав. Основными породообразующими минералами этих пород являются идиоморфный плагиоклаз (олигоклаз), кварц, биотит хлоритизированный и реже встречающийся мусковит (Демин, 1960; Баранов, 1968б). Часть из них постепенно переходит в полосчатые граниты и мигматиты и, возможно, является метасоматическими, но большинство плагиогранитов образовано путем анатектического плавления сиалических пород.

Субщелочные интрузии раннекарбонного возраста, подробно описанные в работах В. Н. Робинсона (1946), Г. Д. Афанасьева (1968), А. М. Демина и др., образуют сравнительно небольшие тела, сидящие вдоль Тырнауз-Шекишского разлома. Эти тела прослежены от горы Ятыргварта до р. Даут. Наиболее характерные их представители — интрузии сиенито-диоритов, крупнейшей из которых является массив в верховьях р. Мастык, занимающий площадь 3,02 км².

Сиенито-диориты представлены в большинстве случаев крупнозернистыми породами равномернoзернистой и порфиоровидной текстуры. Порфиоровидные

разности обычно приурочиваются к краевым частям тел. Характерно непостоянство состава: то значительно преобладают темноцветные минералы, и породы по составу приближаются к габброидам, то преобладают полевые шпаты, в этом случае порода напоминает сиенит. В строении породы участвует плагиоклаз, микролин, анортотлаз, роговая обманка и кварц. Вторичные минералы представлены серицитом, хлоритом и эпидотом, а аксессуарные — сфеном, апатитом и магнетитом. Структура в типичном случае монцонитовая.

Химический состав сиенит-диоритов (табл. 8) из верховьев р. Кяфар (1) и горы Закан (2) показывает, что мы имеем дело с породой, занимающей по химическому составу промежуточное положение между габбро и сиенитом.

Таблица 8

Химический состав сиенито-диоритов

Компоненты			Компоненты		
	1	2		1	2
SiO ₂	54,17	47,61	CaO	4,92	8,64
TiO ₂	0,51	0,12	Na ₂ O	3,04	3,10
Al ₂ O ₃	16,11	16,52	K ₂ O	3,24	3,30
Fe ₂ O ₃	3,15	4,15	P ₂ O ₅	0,63	0,45
FeO	5,35	4,69	SO ₃	0,15	—
MnO	0,13	0,23	H ₂ O	0,47	2,79
MgO	4,42	4,57		99,17	96,17

Анализы: 1 — сиенито-диорит верховьев р. Кяфар; 2 — сиенито-диорит горы Закан (Е. Н. Дьяконова-Савельева, 1960 г.)

Анализы табл. 8 и анализы, приведенные в монографии А. А. Каденского (1956), показывают, что для сиенито-диоритов в отличие от всех других интрузивных пород раннегерцинского этапа характерно некоторое преобладание калия над натрием.

Возраст сиенито-диоритов определяется на основании следующего.

1. Сиенито-диориты имеют активные контакты с серпентинитами и габброидами. Такие контакты лучше всего обнажены в верховьях р. Кяфар-Агур.

2. Абсолютный возраст сиенитов гор Закан и Ятыргварта варьирует от 248 до 285 млн. лет.

3. В районе горы Кара-бек сиенито-диориты перекрываются осадками толстобугорской свиты среднего карбона и присутствуют в гальке конгломератов из основания этой свиты. Впервые эти взаимоотношения были отмечены В. Н. Робинсоном и Г. М. Ефремовым.

4. В расположении сиенито-диоритов отчетливо проявлена связь с разломами и отсутствует связь со складками.

По совокупности геологических и петрографических признаков можно считать, что формирование сиенито-диоритов происходило в связи с постскладчатными процессами в конце ранневариссийского этапа, вероятнее всего, на границе нижнего и среднего карбона. Образованием этих пород заканчивается магматическая деятельность среднего палеозоя.

Кроме сиенито-диоритов в пояс мелких интрузивных тел, тяготеющих к Тырныауз-Пшекишскому разлому, входят гранодиориты и граниты, обнажающиеся в районе гор Ятыргварта и Могишо. Эти красноватые породы состоят из плагиоклаза (альбит-олигоклаз), анортозита, кварца и биотита или амфи-

бола. Указанные интрузии перекрыты осадками нижнего триаса, а их абсолютный возраст, установленный калий-аргоновым методом по полевому шпату, равен 248 ± 5 млн. лет, а по амфиболу и биотиту — 300 млн. лет (Афанасьев и др., 1968).

Интрузивы позднепалеозойского возраста. В Передовом хребте эти интрузии представлены серией мелких гипабиссальных тел, даек, силлов и небольших штоков, генетически тесно связанных с вулканогенными образованиями среднего карбона и перми. Поэтому их можно рассматривать как субвулканические образования.

К среднему карбону относятся интрузии кварцевых порфиров, местами по структуре переходных к гранит-порфирам, и сиенитовых порфиров, обнажающихся в районе пос. Кутан (р. Малая Лаба), в бассейне р. Большая Лаба (верховья балки Пцицарка, район балки Рассыпная) и т. д.

Кварцевые порфиры — породы с фельзитовой структурой основной массы, во вкрапленниках — кварц, кислый плагиоклаз и ортоклаз.

В сиенитовых порфирах преобладающей составной частью является ортоклаз. Основная масса сложена короткостолбчатыми кристаллами ортоклаза, образующего также идиоморфные вкрапленники. Лейсты плагиоклаза и мелкие зерна кварца присутствуют в подчиненном количестве.

К этой же группе интрузий относятся гранит-порфиры и кварцевые порфиры бассейна р. Кубани в окрестностях рудника «Эльбрус». Эти породы, по данным А. А. Медведюка, прорывающие отложения среднего карбона, обладают порфировой структурой. Их вкрапленники представлены кварцем, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом, а основная масса имеет микрогранитовую, микрогранофировую или сферолитовую структуру. У гранит-порфиров встречается и гипидиоморфно-зернистая структура.

С вулканитами раннепермского времени, центр излияния которых, по-видимому, находился в бассейне р. Аксаут, связано внедрение небольших штокообразных интрузий андезитовых, дацитовых порфиритов, реже липаритовых порфиров. Эти светлые, розоватые или фиолетовые породы обладают порфировой и фельзитовой структурой. В порфировых разностях вкрапленники представлены плагиоклазом и кварцем, а основная масса сложена фельзитовым или микропикритовым агрегатом кварц-плагиоклазового состава.

Главная масса гранитов верхнего палеозоя находится в зоне Главного хребта (уллукамский комплекс). Эти преимущественно калиевые граниты и гранодиориты комплектуют две последовательно внедрившиеся группы пород: 1) среднезернистые двуслюдяные граниты и 2) мелкозернистые гранит-аплиты и аляскиты.

Породообразующими минералами гранитов являются микроклин, как первичный магматический, так и метасоматический, плагиоклаз, кварц, биотит и мусковит. По соотношению названных минералов среди верхнепалеозойских гранитов могут быть выделены крупнозернистые хлоритизированные микроклиновые граниты, биотитовые и двуслюдяные граниты, лейкократовые граниты и аляскиты (Демин, 1960; Баранов, 1968б). Калиевые граниты внедряются в плагиограниты. По замерам калий-аргоновым методом их абсолютный возраст колеблется от 270 до 190 млн. лет (Афанасьев, 1971). Это значит, что названные граниты формировались в течение верхнего палеозоя *. Такой же вывод можно

* Этот вывод может оспариваться, потому что определения абсолютного возраста фиксируют последние фазы регенерации и нужны более надежные доказательства действительного, первоначального возраста гранитов. (Прим. ред.).

сделать при корреляции двух фаз внедрения верхнепалеозойских гранитов с проявлениями в Передовом хребте наземных вулканитов липарит-дацитовой (средний карбон) и андезит-дацитовой (нижняя пермь) формаций, а также с эпохами активных поднятий Главного хребта, выраженных грубообломочными толщами в верхнем карбоне и верхней перми Передового хребта. Древнейшая галька калиевых (микроклиновых) гранитов встречена в верхах малоурупской свиты.

* * *

Таким образом, в соответствии с тектонической обстановкой становления среди вариссийских гранитов различаются: 1) бедные калием предорогенные среднепалеозойские гранитоиды, представленные плагиогранитами Главного хребта, Передового хребта и Бечасынской зоны (Г. И. Баранов считает, что им лучше отвечает название раннеорогенные); 2) калиевые орогенные граниты верхнепалеозойского уллукамского комплекса, широко распространенные в зоне Главного хребта (по Г. И. Баранову позднеорогенные).

В вертикальном разрезе подавляющая часть вариссийских гранитов приурочена к сиалическому слою докембрийского основания. При этом предорогенные граниты, как правило, локализованы в верхней части мигматит-гнейсового комплекса, обнаженного в наиболее глубоко эродированных участках, а наиболее крупные массивы орогенных гранитов располагаются вдоль поверхности структурного несогласия между интенсивно складчатым мигматит-гнейсовым глубинным основанием (инфраструктурой) и негранитизированными или слабо гранитизированными кристаллическими сланцами супраструктуры. Особенно отчетливо такое положение орогенных двуслюдяных гранитоидов наблюдается по рекам Марух, Аксаут, Теберда, местами в верховьях Кубани, Баксана и Чегема. Массивы орогенных гранитов встречаются также на более глубоком уровне внутри инфраструктуры. Здесь они часто теряют характерные для них четкие контакты и постепенно переходят во вмещающие их мигматиты, гнейсы или предорогенные анатектические гранитоиды. Следует особенно подчеркнуть, что в инфраструктуре орогенные граниты гораздо чаще представлены биотитовыми разностями, чем двуслюдяными и мусковитовыми. Другой их особенностью, по сравнению с расположенными выше гранитами, является относительная бедность микроклином; химический состав их близок к гранодиоритовому.

Таким образом, орогенные гранитоиды в инфраструктуре становятся весьма похожими на предорогенные, отличаясь от них меньшей зернистостью и более массивной текстурой. Однако в ряде случаев их трудно различать и по этим признакам. Например, в верховьях р. Азгек, на левом берегу долины Теберды вблизи одноименного курорта и в верховьях р. Чегем нами наблюдались постепенное увеличение зернистости в типичных по внешнему виду среднезернистых орогенных гранитах и переходы их в столь же типичные крупнозернистые слабо гнейсированные предорогенные гранодиориты. Наложение полей предорогенных и орогенных гранитов видно на любой петрохимической диаграмме (рис. 12).

Аляскитовые граниты и гранит-аплиты не образуют крупных массивов. Обычно штоки и дайки этих мелкозернистых светло-серых пород приурочены к зонам дробления и встречаются на большом вертикальном интервале (1,5—2 км) без существенных структурно-текстурных изменений. Они секут как породы инфраструктуры, так и предорогенные и орогенные (уллукамские) граниты.

Таким образом, выделение и изучение инфра- и супраструктурных комплексов и хорошо обнаженных по вертикали переходов между ними в зоне Главного хребта выявило некоторые закономерные изменения основных черт варисийских гранитоидов, в зависимости от глубины их формирования.

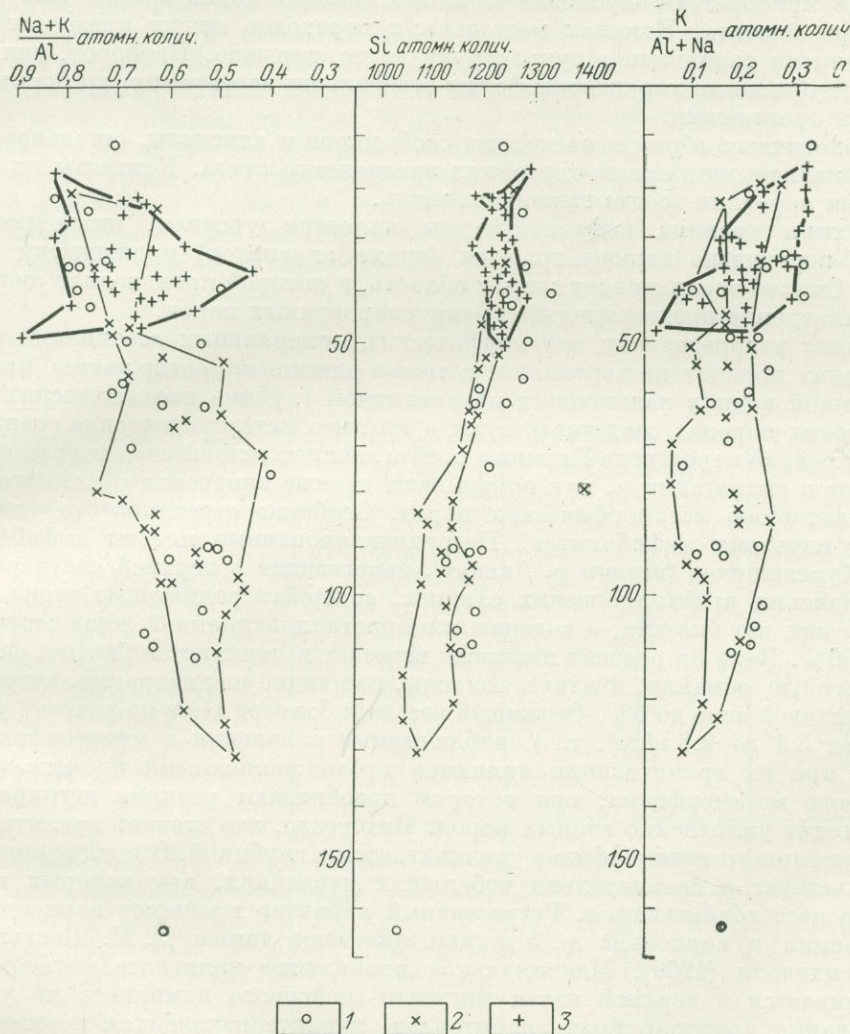


Рис. 12. Диаграмма сравнения химического состава.

1 — мигматиты; 2 — преорогенные граниты; 3 — орогенные граниты

Для орогенных гранитов (исключая аляскинты) характерна примерно одинаковая насыщенность калием в пределах супраструктуры и несколько более основной состав в мигматитовой зоне (инфраструктуре). В крупных пологозалегающих массивах, расположенных на границе инфра- и супраструктур, содержание щелочей примерно такое же, как и в других гранитных массивах, расположенных на более высоком уровне.

В отличие от орогенных предорогенные гранитоиды обладают сходными структурно-текстурными и петрохимическими характеристиками по всему вертикальному интервалу их распространения. Можно лишь отметить, что в супраструктуре контакты интрузивных массивов более четкие и большее значение приобретают мусковит и хлорит вместо характерного для инфраструктуры биотита. Никаких постепенных переходов между предорогенными и орогенными гранитами в супраструктуре не отмечено. Наоборот, для этого уровня глубинности характерны факты отчетливого пересечения предорогенных гранитов орогенными.

Аналогичным образом не меняют свой состав и аляскиты, оставаясь существенно калиевыми на разных уровнях эрозионного вреза. Контакты их с вмещающими породами всегда выражены четко.

Верхняя граница инфраструктуры является уровнем, ниже которого богатые первичным калием граниты (кроме аляскитов) практически отсутствуют. Она же ограничивает сверху область, в которой происходило анатектическое плавление предварительно гранитизированных пород.

Анализ распределения метаморфических минеральных ассоциаций в протерозойских породах по вертикали, а также данные по содержанию кристаллизационной воды в залегающих на различной глубине изохимических метаморфических породах свидетельствуют о том, что метасоматическая гранитизация, по крайней мере в зоне Главного хребта, является процессом регрессивным. Она ведет к гидратации и, как показывают данные измерения объемного веса, к разуплотнению метаморфических пород. Особенно отчетливо это видно на примере изучения амфиболитов. Негранитизированные пласты амфиболитов на хр. Кургашинчат (истоки р. Аксаут), залегающие в верхней части разреза протерозойских кристаллических сланцев, содержат реликтовые зерна пироксена. В них нет биотита, а содержание кристаллизационной воды составляет всего 0,06%. Вниз по разрезу пироксен исчезает и появляется биотит, замещающий роговую обманку. Количество воды, как видно на диаграмме, возрастает в мигматитовой зоне до 3%. Объемный вес амфиболитов вниз по разрезу уменьшается от 3,1 до 2,8 г/см³, т. е. наблюдаемые изменения в метаморфических сланцах при их гранитизации являются противоположными процессам прогрессивного метаморфизма, при котором преобладают реакции дегидратации и происходит уплотнение горных пород. Интересно, что степень гранитизации или регрессивного метаморфизма увеличивается с глубиной. Это обстоятельство свидетельствует о сравнительно небольших давлениях, при которых происходит процесс гранитизации. Регрессивный характер процессов вариссийской гранитизации в верховьях р. Учкулан отмечают также Д. М. Шенгелия и Д. Н. Кецховели (1969). Максимальное проявление калиевого метасоматоза устанавливается в верхней части мигматит-гнейсового комплекса на уровне формирования предорогенных гранитоидов, характеризующихся пониженным содержанием калия. Содержание микроклина в мигматитах и гнейсах достигает местами 60%. В долине р. Марух среди мигматитов в 200—300 м ниже кровли инфраструктуры наблюдаются линзовидные микроклиновые жилы мощностью 30—40 см. Во многих местах в мигматитах и синорогенных гранитоидах развиты крупные частые порфиробласты микроклина.

В породах супраструктуры — кристаллических сланцах и парагнейсах — калиевый метасоматоз проявился локально вдоль древних зон повышенной дислоцированности, уходящих корнями в мигматиты. Примером таких структур является наиболее подробно изученный нами Дунпхуский разлом в верховьях р. Аксаут. Как правило, над подобными локальными проявлениями

калиевого метасоматоза в супраструктуре можно наблюдать участки пород, обогащенных натрием, т. е. устанавливается определенная метасоматическая зональность. Как показывает детальное картирование метасоматических и метаморфических зон в супраструктуре, проведенное нами в бассейне рек Аксаут и Кти-Теберда, никакой зависимости между проявлениями процессов щелочного метасоматоза и расположением массивов калиевых позднеорогенных гранитов нет. Из табл. 9 видно, что средний состав верхнепалеозойских гранитов по содержанию калия практически не отличается от среднего состава наиболее богатых калием древних пород — верхнепротерозойских слюдяных сланцев. Г. Д. Афанасьев причиной калиевого метасоматоза считал интрузии аляскитовых гранитов. В изученных нами случаях аляскиты рвут метасоматическую зональность, несколько не изменяя ее границ.

Таким образом, все богатые калием гранитоиды к наблюдаемым проявлениям калиевого метасоматоза отношения не имеют. Наоборот, бедные калием

Таблица 9

Химический состав сланцев, магматитов и гранитов

Компоненты (весовые %, пересчитанные на сухое вещество и приведенные к 100%)	Слюдяные сланцы (среднее из 20 анализов)	Мигматиты и гнейсы (среднее из 26 анализов)	Граниты верхнепалеозойские (среднее из 29 анализов)
SiO ₂	64,56	72,30	73,4
TiO ₂	0,86	0,47	0,22
Al ₂ O ₃	18,40	14,33	14,60
Fe ₂ O ₃	1,22	0,33	0,41
FeO	5,25	2,47	1,22
MnO	0,09	0,03	0,03
MgO	2,30	0,98	0,53
CaO	1,11	1,40	1,22
Na ₂ O	1,84	3,11	3,50
K ₂ O	3,73	3,39	3,81
П. п. п.	—	—	—
Молекулярные %	Слюдяные сланцы	Мигматиты, гнейсы	Граниты
Al	44,1	45,0	48,8
Fe	19,8	11,8	6,8
Mg	14,0	7,7	4,4
Ca	4,9	8,0	7,2
Na	7,4	16,0	19,1
K	9,8	11,5	13,7
Молекулярные отношения	Слюдяные сланцы	Мигматиты, гнейсы	Граниты
$\frac{K}{Na+K}$	0,57	0,42	0,42
$\frac{A}{Na+K+0,5 Ca}$	2,25	1,42	1,34

гранитоиды имеют тесную пространственную связь с максимальным развитием калиевого метасоматоза во вмещающих породах.

Другая закономерность заключается в том, что калиевый метасоматоз проявился максимально в верхних частях зоны ультраметаморфизма, где обычным явлением были процессы анатексиса, или в непосредственной близости над ней (калиевый метасоматоз по разломам в супраструктуре). На более верхних горизонтах, где все гранитные массивы, как богатые (орогенные), так и бедные (предорогенные) калием, являлись аллохтонными, калиевый метасоматоз был гораздо менее интенсивен.

Учитывая эти закономерности, можно вполне оправданно предположить, что калий поступает в раствор в связи с процессами анатексиса и, следовательно, источником калия являются очаги гранитной магмы, расположенные в пределах инфраструктуры. Большинство массивов предорогенных гранитоидов, а также участков дифференциального плавления мигматитов и гнейсов отдают калий при своем формировании, которое происходит в условиях высоких давлений и температур. Интересные данные о возможном источнике калия приводит И. В. Давиденко (1969 г.). По его мнению, выплавление гранитных магм нормального и более основного состава при давлениях воды выше 10^8 Па должно сопровождаться массовым переходом калия в газовую фазу. По-видимому, частично этим можно объяснить особенности размещения по вертикали различных гранитоидов, метасоматических процессов и явлений анатексиса, которые установлены в Главном хребте Центрального Кавказа. Плагииграниты и гранодиориты, вероятно, образовывались в условиях более высокого давления. Обращает на себя внимание тот факт, что бедные калием предорогенные гранитоиды располагаются среди богатых железом и магнием метаморфических пород. Причем ряд петрографических особенностей гранитоидов допускает предположение о широко развитых процессах контаминации гранитных расплавов. Существует мнение, что при обогащении гранитного расплава железом калий уходит из расплава (Лейси, 1957 г.). Возможно, первично богатые калием предорогенные граниты отдавали свой калий, обогащаясь в момент становления железом и другими элементами.

Максимальное проявление калиевого метасоматоза, пространственно, структурно и по времени совпадающее с зарождением плагиигранитного и гранодиоритового (анатектического) расплава, образующихся за счет богатых калием первично осадочных пород, становится, таким образом, вполне объяснимым.

Отделению газообразного калия из верхнепалеозойских гранитов препятствовало уменьшение давления при формировании в это время гранитных анатектических расплавов. Это объясняется тем, что в верхнем палеозое господствовали восходящие движения, которые способствовали понижению геостатического давления, в том числе на уровне гранитного магмообразования. Фактические наблюдения свидетельствуют также о крайне незначительном проявлении процессов ассимиляции и контаминации в верхнепалеозойских гранитах. Это также косвенно указывает на то, что калиевый метасоматоз с этими гранитами не связан.

Нетрудно заметить, что изложенные факты не противоречат широко известной закономерности, заключающейся в том, что калиевые граниты появляются только на заключительных стадиях развития геосинклинали.

ТЕКТОНИКА ДОЮРСКОГО ОСНОВАНИЯ

Джорское основание мегантиклинория Большого Кавказа представляет собой весьма сложное сооружение, распадающееся как по вертикали, так и по латерали на серию тектонических единиц разных порядков, различающихся типом тектонического строения. В вертикальном разрезе такими единицами прежде всего являются: комплекс доварисийского, в значительной части, вероятно, докембрийского, основания, представленный глубоко метаморфизованными отложениями, и варисийский комплекс палеозойских пород, в свою очередь состоящий из геосинклинальных зеленокаменных вулканогенно-осадочных толщ и орогенных неметаморфизованных, главным образом терригенных, формаций. Эти комплексы пород формируют, соответственно, докембрийский, ранневарисийский — геосинклинальный и поздневарисийский — орогенный структурные этажи.

В латеральной плоскости выделяются весьма сложные единицы западно-северо-западного простирания, такие, как Бечасынская геоантиклинальная зона с Хасаутским синклинорием, наследующим зону глубинного разлома, зона Передового хребта, в главной части составленная грабен-синклинорием Тырнауз-Шекишского разлома, зона Главного хребта со сложным комплексом Осевого глубинного разлома и зона Южного склона.

Бечасынская зона

Бечасынская тектоническая зона (рис. 13) располагается к северу от варисийского грабен-синклинория Передового хребта (Тырнауз-Шекишского разлома) и имеет в целом антиклинальное строение. В южной своей части она сложена комплексом пород докембрийского основания, прорванных палеозойскими гранитами. На севере и восточном погружении зоны расположен сложно построенный Хасаутский синклинорий, северное крыло которого перекрыто мезозойским чехлом осадочных пород.

Комплекс докембрийского основания, как и везде на Большом Кавказе, имеет слоистое строение. Выделяются два метаморфических слоя: нижний — фемический и верхний — сиалический.

Фемический слой, в строении которого участвуют амфиболиты и биотитовые сланцы бечасынской свиты, обнажается в ядрах Прикубанской, Малка-Муштинской и Тызыльской антиклиналей. Оси антиклиналей имеют северо-западное простирание. Тызыльская антиклиналь, вероятнее всего, является восточным продолжением Малка-Муштинской антиклинали. Все антиклинальные структуры имеют симметричные не очень крутые крылья с углами падения от 25 до 45°, редко 50°. Гранитоидный магматизм в целом не характерен для фемического слоя Бечасынской зоны. Только по р. Тызыл варисийские граниты образуют довольно значительный выход серии кристаллических сланцев и прорывают амфиболиты бечасынской свиты. В ядре Прикубанской антиклинали расположено несколько массивов, вероятно, метасоматических диорито-гнейсов и сиенит-диорито-гнейсов. Несколько даек гранитоидов прорывают фемические метаморфические сланцы в долине р. Индыш (правый приток Кубани).

Породы сиалического слоя в Бечасынской зоне делятся на четыре группы, пространственно и структурно обособленных.

Первую группу составляют метаморфические сланцы докембрийской (?) верхнекубанской свиты, которые обнажаются на крыльях Прикубанской

и Тызыльской антиклиналей, где они залегают на породах фемического слоя тектонически несогласно.

В основании разреза верхнекубанской свиты среди милонитизированных сланцев нередко встречаются небольшие линзовидные тела серпентинитов или апосерпентинитовых кварц-карбонатных пород, подчеркивающие тектоническую, шарьяжную природу контакта между фемическим и сиалическим слоями.

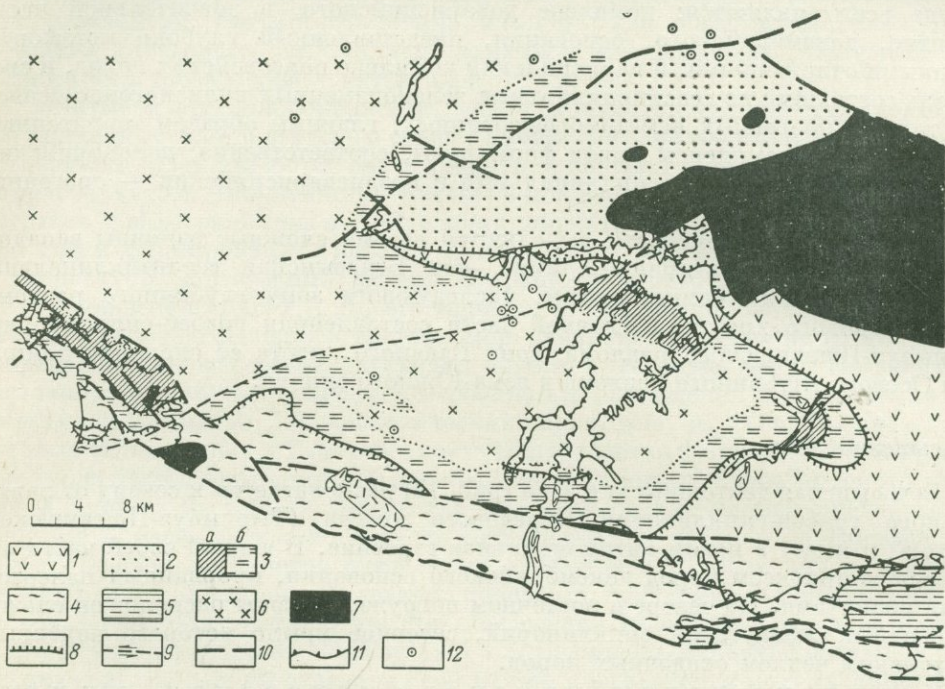


Рис. 13. Тектоническая схема кристаллического фундамента Бечасынской зоны.

1 — вариссийский эвгеосинклинальный комплекс; 2 — эпибайкальский платформенный комплекс; 3 — комплекс основания (а — фемический слой, б — сиалический слой); 4 — аллохтонный сиалический комплекс (Шаукольский тектонический покров); 5 — предположительно аллохтонный сиалический комплекс (Баксанский тектонический покров?); 6 — раннеорогенные вариссийские граниты; 7 — гипербазиты; 8 — надвиги, шарьяжи; 9 — сдвиги; 10 — прочие разрывные нарушения; 11 — контуры обнаженной части кристаллического фундамента; 12 — буровые скважины

Складчатость в породах верхнекубанской свиты пологая, сопоставимая со складчатостью в фемическом слое. Местами, например в районе рудника Эльбрус, внутри сиалических сланцев верхнекубанской свиты отмечается серия падающих на юг взбросов и мелких надвигов, сопровождающихся приразломными складками. Приразломная складчатость развита также вблизи крутопадающего разлома, прослеживающегося вдоль юго-западного крыла Прикубанской антиклинали, а также на южном крыле Тызыльской антиклинали. Метаморфизм сиалических пород первой группы соответствует эпидот-амфиболитовой фации, местами фации зеленых сланцев. Магматические породы представлены вариссийскими гранит-порфирами. Несмотря на тектонический характер контакта с подстилающими породами, метаморфические сланцы верхнекубанской свиты (первая группа сиалических пород), вероятно, являются типичными для Бечасынской зоны сиалическими метаморфическими породами и могут рассматриваться в качестве паравтохтонного комплекса.

Вторая группа сиалических пород образует крупный Шаукольский тектонический покров, в основном сложенный порфиробластовыми слюдянными плагиосланцами шаукольской свиты.

Шаукольский покров был впервые закартирован в 1971—1972 гг. Г. И. Барановым и А. Н. Доля в процессе работ по составлению карты магматизма и метаморфизма Северного Кавказа. Покров расположен в южном крыле Бечасынской антиклинальной зоны и прослеживается с перерывами от долины Кубани до р. Чегем. В бассейне Кубани порфиробластовые плагиосланцы, метаморфизм которых соответствует эпидот-амфиболитовой фации, залегают на слабее метаморфизованных филлитах и кварцитах верхнекубанской свиты, отделяясь от них мощной зоной интенсивнейшим образом рассланцованных пород. Южнее рудника Эльбрус в основании Шаукольского покрова среди лейкократовых милонитов, лишенных порфиробластов альбита, различаются пачки хлоритовых сланцев, вероятно всего, диафторитов по амфиболитам. Подобные породы, но уже с реликтами амфибола, встречаются в основании пластины шаукольского покрова к северу от ядра Прикубанской антиклинали, которую покров облекает с юга и запада.

По р. Малке порфиробластовые сланцы Шаукольского покрова контактируют с толщей амфиболовых гнейсов, слюдяных сланцев и кварцитов. Контакт тектонический. Плоскость контакта падает на юг под углом 65° .

Восточнее по р. Баксан и правому борту р. Гижгит породы шаукольской свиты с угловым несогласием залегают на интенсивно складчатых метаморфических сланцах чегемской свиты, не затронутых процессом альбитизации.

В долине р. Чегем порфиробластовые плагиосланцы известны в южной части Бечасынской зоны. К северу, вверх по разрезу они согласно сменяются неальбитизированными мусковитовыми, хлорит-мусковитовыми и другими сланцами. Подстилающие шаукольскую свиту породы здесь неизвестны.

Складчатость пород, слагающих Шаукольский тектонический покров, сравнительно спокойная в бассейнах рек Кубани и Малки, становится более интенсивной в бассейне р. Баксан. Здесь же отмечены надвиговые структуры внутри покрова. На левом борту долины р. Гижгит наблюдается постепенное уменьшение вверх по разрезу и последующее исчезновение порфиробластических зерен альбита в сланцах шаукольской свиты. После пологопадающей на восток-северо-восток зоны милонитизации мощностью более 5 м, в общем согласной со сланцеватостью в подстилающих и перекрывающих породах, залегая, таким образом, на лишенных порфиробластов альбита хлорит-кварцевых сланцах, обнажаются крупнопорфиробластовые с гранатом плагиосланцы. В восточном направлении они прослеживаются до р. Баксан, где залегают уже на метаморфических сланцах чегемской свиты.

Третья группа сиалических пород характеризуется наименее ясным положением в геологической структуре Бечасынской зоны. К ним относятся ритмично слоистые породы чегемской свиты, обнажающиеся в долинах рек Баксан и Кестанты, а также в тектоническом окне в подошве Шаукольского тектонического покрова на правом борту долины р. Гижгит.

Складки в этой толще характеризуются чрезвычайной напряженностью и осложнены множеством параллельных им разрывных нарушений. Простираение складок северо-западное, азимут — $285-290^\circ$, наклон шарниров складок обычно пологий (под углами $10-30^\circ$), юго-восточный. Осевые плоскости складок или вертикальны, или имеют южное падение (в северной части выходов).

В южной части обнажений чегемской свиты и по р. Кестанты метаморфические сланцы имеют преимущественное падение в северных румбах под углами

40—70°. Метаморфизм пород, соответствующий эпидот-амфиболитовой фации на юге полосы выходов пород чегемской свиты, быстро понижается к северу и вблизи тектонического контакта со среднепалеозойскими (?) вулканогенно-осадочными отложениями, обнажающимися в приустьевой части р. Гижгит, соответствует уже хлорит-серицитово-й субфации фации зеленых сланцев.

На юге по крутому субширотному разлому породы чегемской свиты соприкасаются с порфиробластовыми плагиосланцами шаукольской свиты. По нашим данным, достоверных аналогов чегемской свиты среди докембрийских пород комплекса основания не существует. Отдаленное сходство она имеет лишь с шиджатамской свитой, располагающейся в пределах Хасаутского синклинория. Это обстоятельство в сочетании с чрезвычайно интенсивной дислоцированностью отложений позволяет предполагать аллохтонное или паравтохтонное залегание пород чегемской свиты на более консолидированном основании.

Четвертая группа сиалических пород в Бечасынской зоне представлена варисцийскими гранитоидами, содержащими ксенолиты слюдяных сланцев. Они находятся на крыльях антиклиналей, непосредственно контактируя с породами фемического слоя, но залегают выше и только там, где отсутствуют отложения верхнекубанской свиты. В тех местах, где верхнекубанская свита присутствует, нет варисцийских гранитов или они находятся в жильной фации. Можно сделать вывод о том, что варисцийские граниты замещают (магматически) верхнекубанскую свиту или какие-то другие пока нам не известные породы сиалического слоя. Ксенолиты в гранитах представлены в основном слюдяными сланцами, в общем не отличающимися от пород, относящихся к верхнекубанской свите.

Наиболее крупные разрывные нарушения в пределах Бечасынской зоны, помимо ранее охарактеризованных надвигов и шарьяжей, относятся к распространенным на Кавказе системам с ориентировкой 270—280°, 295—305° и 55—65°. К первой группе относится Таллыкольский разлом, прослеживающийся южнее выходов красных гранитов в верховьях р. Малки, вдоль контакта шаукольской и верхнекубанской (?) свит. Ко второй группе может быть отнесен Прикубанский сброс, расположенный несколько северо-восточнее р. Кубани. Представителем третьей системы является Хасукский левый сдвиг, прослеживающийся в долину р. Хасаут и далее под юрой (по данным магнитометрии) в бассейн р. Кич-Малка. Горизонтальная амплитуда его составляет 4—5 км. В бассейне р. Малка также установлены аналогичные сдвиги.

Варисцийский комплекс геосинклинальных пород сохранился в Хасаутском синклинории, представляющем собой крупную синформную структуру, ось которой, вероятно, проходит через Малкинский гипербазитовый массив, а шарнир погружается на юго-восток. В строении Хасаутского синклинория участвуют породы ранне-среднепалеозойского возраста (по мнению Г. И. Баранова — частично эпибайкальского квазиплатформенного комплекса), при этом палеозойский эвгеосинклинальный комплекс надвинут на докембрийские метаморфические сланцы. Шарьяж, представленный мощной (от нескольких десятков до сотен метров) зоной милонитов, прослеживается в долине р. Мушт в районе устья балки Салахныбауляры, по р. Малке вблизи устья балки Халтуха-кол, а также по р. Тызыл. Внутреннее строение Хасаутского синклинория отличается значительной сложностью и характеризуется чешуйчато-надвиговым строением. Его южное доступное изучению крыло, падающее моноклинально на северо-восток, сложено серией надвинутых друг на друга покровных пластин. На докембрийском основании лежит пластина верхнедевонских отложений малкинской свиты. Мощность этой пластины

достигает 800 м, породы внутри нее падают моноклинально на северо-восток под углами 40—60°. Примерно также залегают надвиговые поверхности, ограничивающие пластину сверху и снизу.

Над верхнедевонскими породами в виде двух разобщенных тектонических пластин или линз залегают шиджатмазская свита. Одна из пластин находится восточнее, а другая — западнее р. Малки. Породы этой свиты падают в северных и северо-восточных румбах под углами 40—60°. Их мощность достигает 1000 м.

По надвику, плоскость которого полого падает на север, на осадки шиджатмазской свиты, а где она отсутствует, на отложения малкинской свиты налегает урлешская свита, вернее ее фрагмент, сверху и снизу ограниченный надвигами. Шарьяжная пластина, сложенная урлешскими песчаниками, имеет толщину до 1500 м, а слагающие ее породы падают моноклинально на северо-восток под углами 40—60°.

Выше залегают еще одна пластина, надвинутая на урлешские песчаники. Эта пластина силурийских известняков и песчаников мощностью более 500 м с севера ограничена Малкинским массивом гипербазитов. Надвиг в ее подошве, выраженный брекчированными и сильно смятыми кварцевыми песчаниками, пронизанными жилами кварца, впервые описал А. П. Герасимов (1940) на левом склоне р. Чегет-Лахран. Верхний контакт этой пластины с гипербазитами также тектонический через мощную пачку развальцованных перемятых филлитов (Афанасьев и др., 1968). Наблюдая этот контакт по рекам Уллу-Лахран и Чегет-Лахран, А. А. Каденский (1956) отмечал согласное проникновение гипербазитов в силурийские сланцы и указывал, что последние падают под серпентиниты под углом 45—50°.

Таким образом, на южном крыле Хасаутского синклинория мы имеем систему чешуйчатых надвигов, по которым на осадки верхнего девона надвинуты силурийские и более древние толщи. Северо-западное простирание этих надвигов почти совпадает или косо счет простирание пород в пластинах.

В ядре хасаутской синформы залегают Малкинский массив гипербазитов, представляющий собой, вероятно, шарьяжированную пластину мощностью не более 1000 м. Такое представление о форме массива хорошо объясняет относительно небольшие значения магнитных аномалий над ним.

Зона Передового хребта

В современной структуре зона Передового хребта предстает в виде крупного грабена или грабен-синклинория субширотного простирания (см. рис. 11). В плане она имеет вид сужающегося к востоку клина длиной более 300 км, ограниченного Северным и Тырнауз-Пшекишским разломами. Наибольшая ширина зоны в ее западной части достигает 50 км, а наименьшая — восточнее меридиана р. Баксан не превышает 5 км *. В строении зоны Передового хребта участвуют: 1) комплекс пород докембрийского основания; 2) комплекс ранневарисцидских геосинклинальных образований, сорванный с основания и 3) орогенный поздневарисцидский комплекс преимущественно осадочных пород, несогласно перекрывающий оба вышеназванных комплекса.

Таким образом, в доюрском основании зоны Передового хребта отчетливо выражены три структурных этажа. Два нижних этажа, переживших главную прединверсионную фазу складчатости варисцидского этапа, смяты в серию

* Южную часть этой зоны шириной 5—20 км Г. Д. Ажгирей предложил называть зоной Тырнауз-Пшекишского глубинного разлома.

эшелонированных складок разных порядков северо-западного простирания, расположенных кулисно по отношению как к Тырнауз-Пшекишскому, так и к Северному разломам. Эти складки расчленены разломами преимущественно общекавказского и поперечного к нему северо-восточного направления на сложную систему блоков.

Комплекс докембрийского основания выступает на поверхность в Блыбском антиклинальном поднятии (балканская и армовская свиты) и на крайнем восточном окончании зоны Передового хребта, в междуречье Баксана и Черека (шаукольская свита).

Блыбское антиклинальное поднятие протягивается от р. Загеданки (правый приток р. Большая Лаба) на востоке, где оно срезается разрывами системы Тырнауз-Пшекишского разлома, до станицы Даховской на западе, где скрывается под осадками юры. Поднятие ограничивают разломы: с юго-запада крутой (Хамышкинский), а с северо-востока пологий, падающий на северо-восток не круче 40° .

Отсутствие видимого углового несогласия между ориентировкой сланцеватости в кристаллических сланцах армовской свиты и вышележащих девонских вулканогенных пород, относящихся к варисцийскому эвгеосинклинальному комплексу, нередко считалось доказательством стратиграфически согласного залегания девонских пород на армовской свите. Однако работы Б. Я. Вихтера (1968), Г. И. Баранова (1972) и других показали, что контакт между породами варисцийского эвгеосинклинального комплекса и комплекса основания является скорее всего тектоническим.

В структуре Блыбского антиклинального поднятия можно выделить два слоя: нижний — фемический и верхний — сиалический. Фемический слой сложен докембрийскими амфиболитами балканской свиты и тоналитами, залегающими в ядре субмеридионально ориентированной куполовидной Балканской антиклинали, обнажающейся по р. Малая Лаба. Тоналиты образуют согласные пластобразные тела, и с глубиной их роль в строении Балканской антиклинали увеличивается. Южное крыло Балканской антиклинали имеет субвертикальное падение в отличие от северного, западного и восточного крыльев антиклинали, углы падения которых обычно не превышают 60° *.

Сиалический слой сложен лейкократовыми кристаллическими сланцами, гнейсами и амфиболитами армовской свиты, а также гранито-гнейсами неясного первичного генезиса. Контакт между породами фемического и сиалического слоев везде тектонический. Вдоль него расположены многочисленные мелкие линзовидные тела серпентинитов и присутствует узкая полоса пород с признаками метаморфизма высоких давлений. В слюдяных сланцах и метасоматически измененных серпентинитах здесь развиты такие минералы, как дистен, омфациит, отмечены эклогиты (Афанасьев и др., 1971). Интересно, что зона метаморфизма высоких давлений не распространяется вниз по разрезу, лишь в верхах балканской свиты в амфиболитах встречается гранат. Вверх по разрезу армовской свиты дистен- и омфациитсодержащие породы быстро сменяются кварц-альбит-мусковитовыми и кварц-альбит-хлорит-эпидот-мусковитовыми сланцами и гнейсами. В сиалическом слое Блыбской антиклинальной зоны многочисленны иногда крупные массивы серпентинитов. Породы армовской свиты чрезвычайно похожи на породы, встречающиеся в зонах повышенного рассланцевания,

* Участки крутого, почти вертикального залегания пород, образующих систему шарьяжных пластин, могут, как это доказано в других областях развития шарьяжной тектоники представлять собой корневые зоны шарьяжей. (Прим. ред.).

дробления, проявления различного по температурным признакам выщелачивания. Вероятно, это в большинстве своем милониты по сиалическим породам, подвергшиеся сравнительно низкотемпературным метасоматическим изменениям. Аномально быстрое уменьшение степени метаморфизма вверх по разрезу армовской свиты от амфиболитовой фации метаморфизма высоких давлений до фации зеленых сланцев на расстоянии всего лишь 1000 м может быть объяснено тем, что минеральная ассоциация в верхах армовской свиты ($Kв + Пл + Му + Эп + Хл$) по условиям PT отвечает диафторезу, типичному процессу для тектонически раздробленных метаморфических пород.

Сильнейшее рассланцевание и диафторез пород сиалического слоя, а также создание локальной зоны метаморфизма высоких давлений в основании сиалического слоя позволяет предполагать, что уменьшение мощности докембрийского сиалического слоя в зоне Передового хребта связано с тектоническим раздавливанием в результате скольжения по сиалическому слою мощной пластины пород варисцийского эвгеосинклинального комплекса.

В долине р. Большая Лаба фемический слой не выходит на поверхность, однако в районе балки Сосновой обнажаются низы сиалического комплекса, представленные гранатовыми амфиболитами, слюдяными сланцами с дистеном и эклогитами. Южнее, за падающим в северных румбах древним разломом, представленным зоной метасоматически измененных милонитов, продолжают обнажаться сиалические породы армовской свиты. Среди них встречаются нормальные для сиалического слоя соседней с юга зоны Главного хребта парагнейсы и гранат-слюдяные сланцы. Отмечен антистрессовый андалузит, также более характерный для зоны Главного хребта. Очевидно, эта часть сиалического слоя докембрийского основания зоны Передового хребта была удалена от области проявления мощных стрессовых напряжений вблизи контакта фемического и сиалического слоев.

На крайнем востоке зоны Передового хребта комплекс основания представлен шаукольской свитой, развитой системой разломов субширотного простирания на серию крутоставленных тектонических клиньев.

Бескесское антиклинальное поднятие (выступ древних кристаллических сланцев, серпентинитов и гранито-гнейсов устья р. Бескес и балки Мощевой) до проведения детальных геофизических работ считалось расположенным севернее варисцийского грабен-синклинория Передового хребта. В настоящее время, по данным аэромагнитной съемки, проведенной в 1972 г., установлено, что этот выступ расположен в ядре антиклинальной структуры, сопряженной с Передовым хребтом.

В южном крыле антиклинали, обнаженном в долинах рек Большая Лаба и Бескес с юга на север серпентиниты сменяются падающими в южных румбах гранито-гнейсами, которые, в свою очередь, подстилаются кристаллическими парасланцами, обнажающимися в районе р. Бескес. Северное крыло антиклинали перекрыто юрскими отложениями и не обнажено.

По данным магнитометрии хорошо видно, что полосовые магнитные максимумы, характерные для магнитного поля Беденского серпентинитового массива, протягиваются вначале в северо-западном направлении, а затем поворачивают на север и далее на восток, окаймляя таким образом с севера выходы сиалических пород.

Отсутствие буровых скважин северо-западнее Бескесской антиклинальной зоны не позволяет судить о составе пород, перекрывающих серпентиниты в этом направлении. Можно лишь предполагать, что это среднепалеозойские отложения, аналогичные обнажающимся в зоне Передового хребта.

Ранневарисский геосинклинальный комплекс или структурный этаж слагают палеозойские, местами докембрийские (?), накапливавшиеся в морских условиях вулканогенные и осадочные породы, прорванные разнообразными по составу (от гипербазитов, до плагиогранитов) интрузиями, внедрившимися в предсреднекарбонное время. Ранневарисский структурный этаж отделен от комплекса основания, на котором он залегает пологим тектоническим нарушением, типа согласного со слоистой структурой срыва, может быть шарьяжа. Поверхность этого нарушения можно видеть в бассейне р. Большая Лаба, где она падает в северных румбах под углом 20—30°, т. е. почти согласно с падением среднепалеозойских толщ. В зоне надвига, косо срезающего среднепалеозойские толщи, так что в бассейне р. Уруштен с кристаллическими сланцами контактирует андрюкская, а на правом берегу р. Большая Лаба — джентинская свиты, широко развиты серпентиниты, встречаются гранатовые и пироксен-гранатовые эклогитоподобные породы, описанные на р. Маркопидж (Афанасьев и др., 1968). В зоне разлома с серпентинитами, образующими согласные линзообразные тела, перемежающиеся с линзами гнейсов и сланцев, связаны различные метасоматические, в том числе апатитоносные породы. В серпентинитах и других примыкающих к разлому породах видны следы милонитизации, катаклаза, филлонитизации и рассланцевания.

Тектонический контакт докембрийских гнейсов и серпентинитов, но уже падающий в южных румбах, разбурен в районе балки Псекевич (левый приток р. Уруп, севернее Урупского месторождения). Здесь (Афанасьев и др., 1972) бурением установлено, что гипербазиты Беденского массива погружаются на юг под залегающие на них филлиты андрюкской свиты.

На правом берегу р. Баксан, где под воздымающимися в восточном направлении палеозойскими толщами залегает докембрийская (?) шаукольская свита, контакт последней с отложениями палеозоя также тектонический. Важно отметить, что с шаукольской свитой контактирует девонская артыкчатская свита и из разреза выпадают отложения кембрия (?) и силура.

Сказанное выше делает весьма вероятным предположение о том, что среднепалеозойские (зона Передового хребта) породы залегают на кристаллическом основании, отделяясь от него субсогласным тектоническим нарушением (региональным пластовым надвигом или шарьяжем). Как сорванные с основания толщи их надо считать аллохтоном по отношению к этому основанию.

Строение ранневарисского структурного этажа доступно изучению только на площадях поднятий, с которых смыты верхнепалеозойские отложения. Эти площадки разобщены верхнепалеозойскими впадинами. Для того чтобы можно было представить себе структуру ранневарисского этажа, необходимо дать последовательное описание ее наиболее характерных фрагментов. В направлении с запада на восток они обнажаются в бассейне р. Белой, в междуречье Большой и Малой Лабы, на Марух-Зеленчукском участке, на правом берегу р. Теберда, в окрестностях месторождения Худес и западнее г. Тырнауз.

Западная область развития горных пород ранневарисского комплекса или Пшекишская подзона в палеозойской структуре зоны Передового хребта, ранее описанная В. Н. Робинсоном как Промежуточная зона, разделяющая Передовой и Главной хребты, располагается между р. Белая и р. Малая Лаба в ядре вытянутого по азимуту 305° юрского антиклинория. В ранневарисской структуре это синформа, простирающаяся на северо-запад, ядро которой сложено породами адгаринской свиты (по возрасту сопоставимой с душпукской

свитой комплекса основания), а на крыльях выступают отложения семиродниковской и джентинской свит среднего палеозоя. Последние обнажаются на крыльях синформы около ограничивающих ее разломов. Замок ранневарисцкой синформы Пшекишской подзоны широкий плавный, крылья падают под углом $40-50^\circ$ навстречу друг другу, а шарнир слабо ундулирует, сохраняя близкое к горизонтальному положение. Эта симметричная структура осложнена пологими плавными изгибами северо-восточного простирания, шарниры которых погружаются по падению крыльев синформы.

Контакт джентинской и адгаринской свит во всех обнажениях сопровождается тектоническими срывами и согласными субпластовыми интрузиями; это тектонический контакт — надвиг, разделяющий две надвинутые одна на другую пластины пород, совместно смятые в синформу. Таким образом, рассматривая ранневарисцкую структуру Пшекишской подзоны, можно говорить о том, что в ее строении участвуют две тектонические единицы.

В междуречье Большой и Малой Лабы обнажена северо-западная часть синформной складки (Лабинский синклиорий), восточная часть которой находится в верховьях рек Ацгара и Чилик. В этой структуре в вертикальном разрезе тоже различается две тектонические единицы, разделенные шарьяжем. Основная, нижняя из них — это пластина среднепалеозойских пород, а верхняя — пластина пород адгаринской свиты (Адгаринский покров) (рис. 14).

Синформа является асимметричной структурой. Ее юго-западное крыло имеет ширину не более 3,0 км, а ширина северо-восточного — достигает 8,0 км. Моноклиналиное (под углом $10-20^\circ$) падение пород юго-западного крыла осложнено лишь плавными поперечными пологими изгибами, следствием чего является смена простираний пород от субширотных до субмеридиональных. В то же время в северо-восточном крыле мы имеем несколько сравнительно крутых продольных (Бескесская антиклиналь) складок, углы падения на крыльях которых достигают $70-80^\circ$. Сравнение мощностей среднепалеозойских толщ показывает, что они, а следовательно, и толщина нижней пластины значительно увеличены на северо-восточном крыле структуры (рис. 15). Осевые поверхности осложняющих складок наклонены на северо-восток. Также, судя по положению кливажа осевой плоскости (падение $240-270^\circ$, угол $70-80^\circ$), отчетливо проявленного в филлитах адгаринской свиты, наклонена осевая поверхность синформы (Лабинский синклиорий).

Описанная синформа простирается по азимуту $325-335^\circ$, а ее шарнир полого ($5-10^\circ$) погружается на северо-восток, на что указывает расширение площади, занимаемой Адгаринским шарьяжным покровом, и увеличение его мощности в бассейне р. Ацгара.

В этом районе лучше других представлена структура адгаринского покрова, породы которого смяты в серию линейных складок, простирающихся по азимуту 330° . Крупнейшими из них являются Чиликская синклиналь и Адгаринская антиклиналь.

Первая из них шириной порядка 5 км представляется сильно сжатой структурой с крутыми иногда опрокинутыми крыльями. Сланцы чиликской свиты, залегающие в ядре складки, местами интенсивно сплюснуты. Осевая поверхность падает то на северо-восток под углом $60-70^\circ$, то располагается вертикально или приобретает западное падение под углом $60-70^\circ$. На западном крыле складки известны как нормальные, так и обратные (юго-западные) падения пород под углами $55-70^\circ$. Опрокинутое залегание обусловлено осложняющими крыло лежачими складками (гора Речепста), осевые поверхности которых падают под углом $6-15^\circ$ на юго-запад. На юго-западном крыле кроме этого

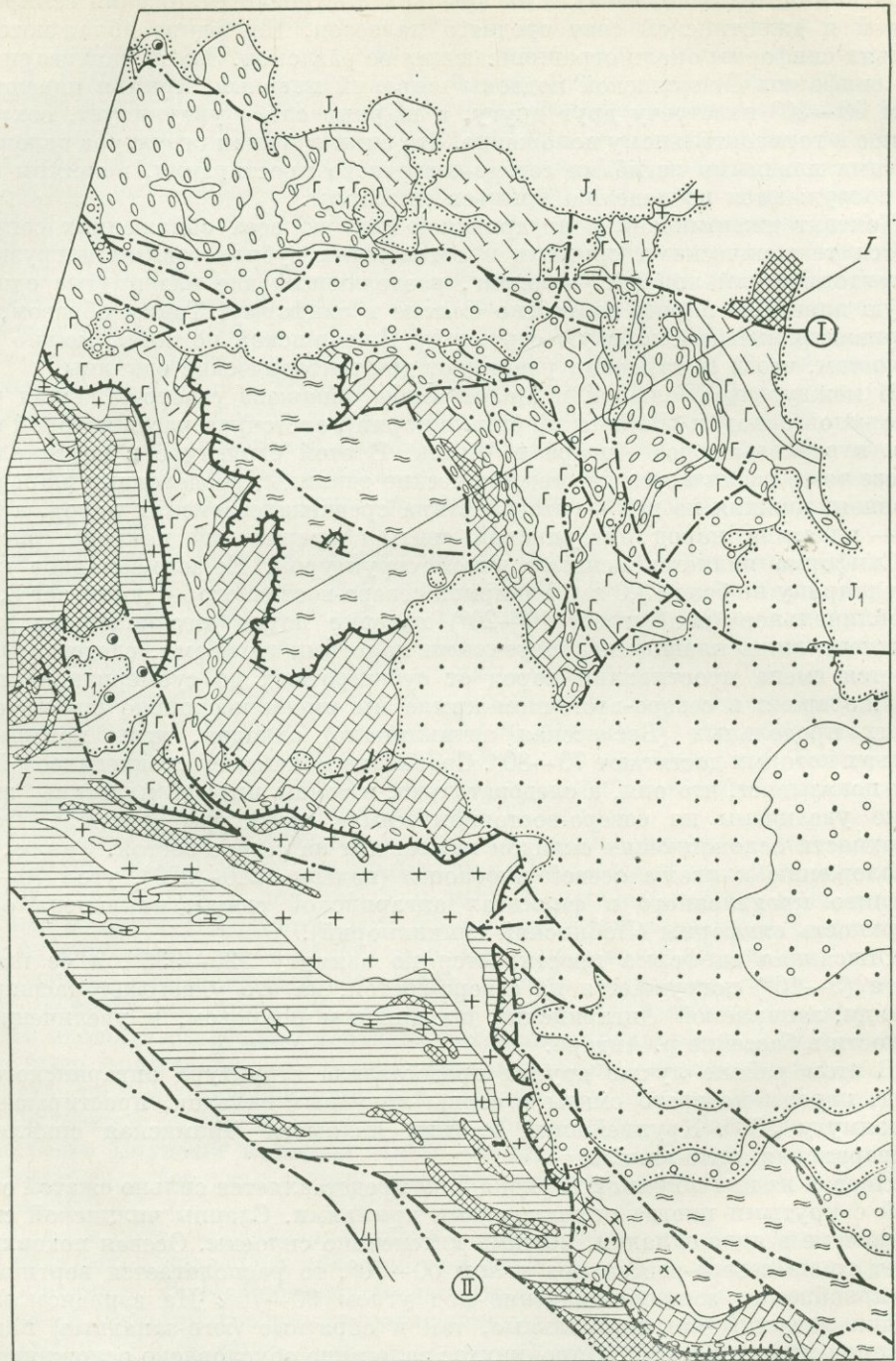


Рис. 14. Геологическое строение междуречья Большой и Малой Лабы.

Условные обозначения см. на рис. 15.

имеется ряд мелких синклиналей, антиклиналей, флексур и коробчатых складок, простирающихся параллельно оси синклинали и погружающихся то на северо-запад, то на северо-восток под углами 5—10°, редко 20°.

Восточное крыло складки, прорванное Чиликской интрузией, заметно более крутое, а местами опрокинутое (падение на северо-восток под углом 70—80°). В некомпетентных слоях на этом крыле часто встречаются складки волочения.

Положение шарниров мелких складок, а также устойчивая ширина выхода сланцев, слагающих ядро Чиликской синклинали, указывают на субгоризонтальное положение ее шарнира.

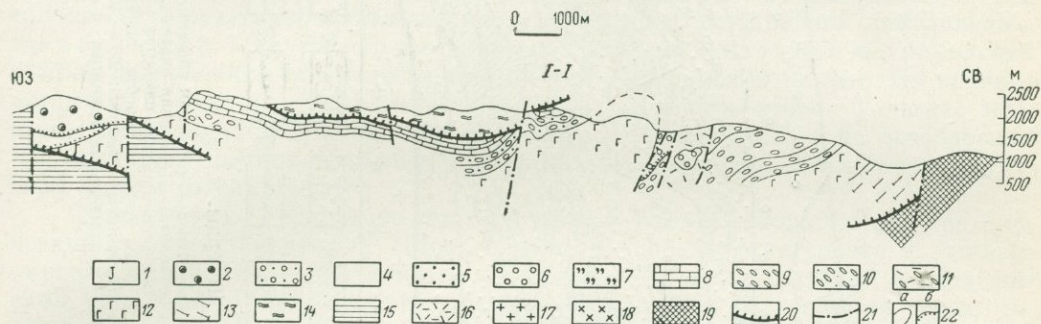


Рис. 15. Геологический разрез междуречья Большой и Малой Лябы.

1 — юра; 2 — триас; 3 — триас и пермь; 4 — верхняя пермь морская; 5 — нижняя пермь континентальная; 6 — средний — верхний карбон; 7—13 — среднепалеозойские отложения: 7—8 — джентинская свита; 7 — терригенная толща, 8 — карбонатная толща; 9—11 — семиродниковская свита: 9 — составленная из 4-х пачек (кремнисто-железистые туффиты, туфы; аргиллиты и песчаники; конгломераты с галькой плагиогранитов), 10 — составленная из двух пачек (туфы; туфы и туфопесчаники с линзами конгломератов), 11 — сложенная туфами (на пачки не расчленяется); 12 — сосновская свита; 13 — андрюкская свита; 14—15 — докембрийские отложения: 14 — ацгаринская свита (аллохтон), 15 — балканская и армовская свиты; 16—19 — интрузивные породы: 16 — кварцевые порфиры, 17 — граниты, 18 — гранодиориты, 19 — серпентиниты; 20 — надвиги и шарьяжи; 21 — крупные крутые разломы: I — Грушевский сдвиг, II — Тырнауз-Пшекишский разлом; 22 — геологические границы (а — интрузивные и согласные, б — несогласные)

Вторая складка прослежена почти на 8 км при ширине до 1,5 км и амплитуде около 1 км. Ее осевая поверхность вертикальна, а шарнир погружается на северо-запад под углом 10—15°. Складка интенсивно сжата, восточное крыло падает на северо-восток под углом 60—70°, а западное — на юго-запад под углом 70—75°. Местами замок складки острый.

Таким образом, породы Ацгаринского покрова деформированы сильнее своего автохтона.

На Марух-Зеленчукском участке ранневарисский структура также представлена двумя тектоническими единицами, разделенными надвигом (Марухский надвиг) и совместно смятыми в складки (Греков и др., 1974).

Осевой (наиболее глубоко опущенной) частью структуры является синформа, ось которой протягивается от Кяфарского гипербазитового массива до горы Кара-бек. С юго-запада эта структура отделена от Лабинского синклинория Кяфар-Агурским поднятием, а с севера располагается Пастуховское поднятие. Нижняя тектоническая единица, обнаженная в поднятиях, сложена породами девонского и раннекарбонного возраста (от сосновской до гидамской свит), смятыми в складки северо-западного и субширотного простирания. Большинство складок — это открытые пологие симметричные структуры, падение пород на крыльях которых не превышает 30—40°, расчлененные на блоки разломами северо-западного и северо-восточного направления.

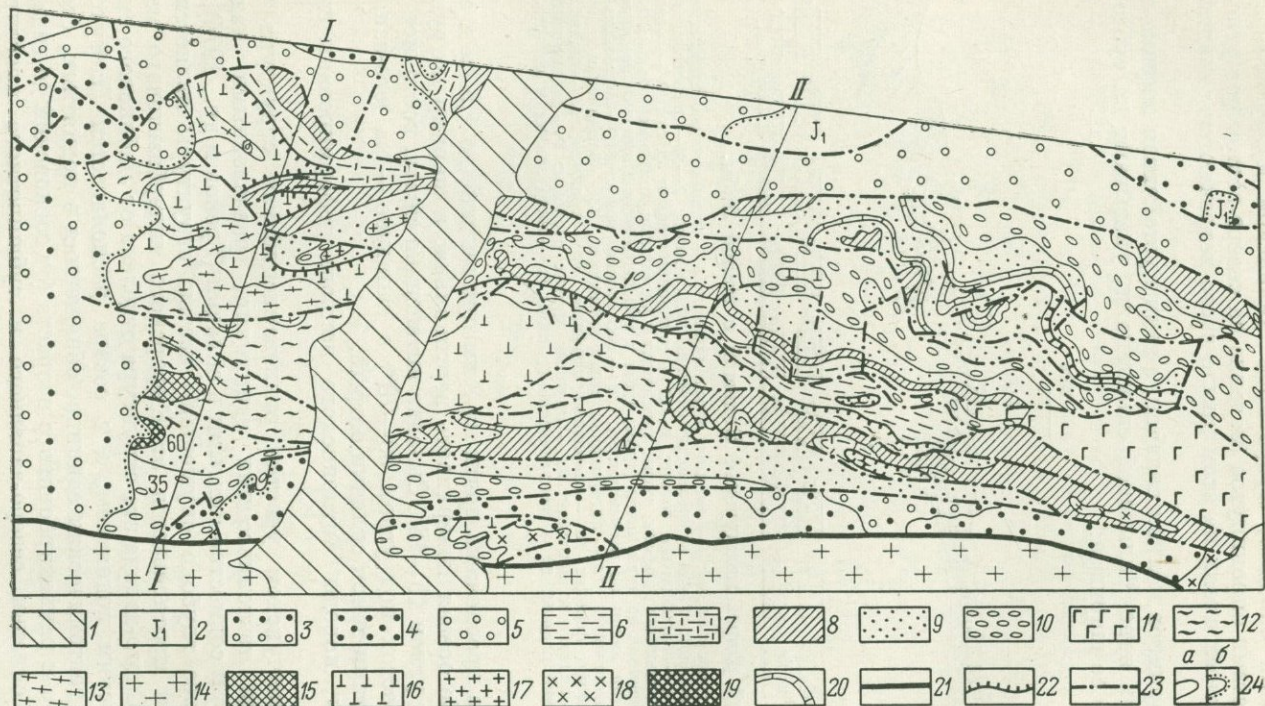


Рис. 16. Геологическое строение Передового хребта в бассейне р. Теберды.

1 — четвертичная система; 2 — юрская система; 3 — триасовая и пермская системы; 4 — пермская система. Каменноугольная система: 5 — верхний отдел, 6 — средний отдел, 7 — нижний отдел (кыркольская свита). Девонская система, гидамская свита: 8 — верхняя подсвита, 9 — нижняя подсвита; 10 — пастуховская свита; 11 — семиродниковская свита; 12 — сосновская свита; 13 — тебердинская свита; 14 — ачхиминарская свита; 15 — гнейсы и граниты зоны Главного хребта. Магматические породы: 16 — серпентиниты, 17 — габбро и диориты (C₁), 18 — граниты (C₁), 19 — сиенит-диориты. Разломы: 20 — Тырнауз-Шшекинский разлом; 21 — надвиги и шарьяжи; 22 — разломы крутопадающие; 23 — геологические границы: а — согласные и интрузивные, б — несогласные

Шарниры складок погружаются как в западных, так и в восточных румбах, т. е. в сторону наложенных верхнепалеозойских впадин, обычно под углом $5-10^\circ$. Местами ближе к оси структуры встречаются флексуры с опущенными южными крыльями, углы падения пород в них достигают 60° . Мощность среднепалеозойских толщ и толщина соответствующей пластины увеличивается в северо-восточном направлении в 2—3 раза.

Верхняя тектоническая единица (Марухский покров) сложена породами марухской, тебердинской и карабекской свит, прорванных крупной согласной (лополитообразной) интрузией микрогаббро и ее апофизами. Складчатая структура марухского покрова в общем подобна структуре его автохтона, в ней только более отчетливо выражено погружение в северо-западном направлении, где в бассейне р. Кяфар-Агур и в районе оз. Кяфар можно видеть как марухский покров погружается под залегающий на нем Ацгаринский покров. На границе покровов обычно располагаются гипербазиты и микрогаббро. Толщина пластины тебердинского покрова над оз. Кяфар не более 200 м, а на левобережье Кяфар-Агур — не более 400 м. Непосредственно западнее этих точек марухский покров выклинивается.

Структуру Тебердинского участка (рис. 16) также образуют две тектонические единицы (пластины). Нижнюю слагают образования девона и нижнего карбона, а верхнюю — надвинутые на них породы ачхиминарской и тебердинской свит (Марухский покров). Названные единицы разделяются надвигом, срезающим под острым углом как ниже-, так и вышележащие толщи. Обе пластины смяты в синформную складку (Тебердинская синклинали). Ее ось простирается по азимуту 290° , а шарнир погружается на запад. Синформа после ее формирования рассечена крутыми разломами субширотного простираения, на несколько дифференциально перемещенных блоков, вырезанных из синформы под углом $15-20^\circ$ к направлению оси.

Падение пород в южных блоках $50-70^\circ$. В северной части структуры на тектонические блоки разбито осложненное Гидамской антиклиналью крыло синформы. Породы здесь падают под углом $20-40^\circ$ лишь изредка на крыльях осложняющих флексур или вблизи разломов углы падения увеличиваются до $60-70^\circ$.

Породы верхней пластины в отличие от нижней обычно сплоены, а местами смяты в мелкие (амплитуда 2—3 м) складки, простирающиеся по азимуту 290° . Их крылья наклонены под углами $60-70^\circ$ (рис. 17).

В окрестностях месторождения Худес мы имеем только нижнюю, из описанных ранее тектонических единиц, сложенную осадками девона. Марухский покров оканчивается в районе горы Кенделляр-ляр и далее на восток не прослежен. Ранневарисцкая структура здесь, по данным Л. И. Яковлева, И. В. Круть, Н. С. Скрипченко и других, представляется в виде падающей на юго-юго-запад моноклинали, расчлененной разломами субширотного простираения на серию тектонических блоков и клиньев. Наиболее узкие клинья примыкают к ограничивающим структуру Северному и Тырнауз-Пшекишскому разломам. На фоне моноклинали (углы падения $40-50^\circ$) кое-где видны мелкие складки также субширотного простираения, наиболее крупные из них расположены вблизи Тырнауз-Пшекишского разлома. Углы падения на крыльях таких складок достигают $60-70^\circ$.

В окрестностях г. Тырнауз (крайняя восточная и наиболее узкая часть зоны Передового хребта) ранневарисцкая структура образована девонскими и нижнекарбовыми толщами (рис. 18). В этой структуре, описанной по материалам И. И. Грекова, отчетливо выделяются два блока, разделенные

субширотным разломом. Южный блок сформирован системой сильно сжатых складок северо-западного и субширотного простирания с крутыми (местами опрокинутыми) крыльями. Эти интенсивно напряженные складки разбиты разломами северо-западного простирания на систему тектонических клиньев шириной менее 1 км. На западе участка породы южного блока падают на северо-запад под углом $40-80^\circ$. Здесь выявлены сдвиги с амплитудой до 200 м, простирающиеся по азимуту $280-330^\circ$.

Северный блок имеет еще более сложную структуру. Он состоит из двух надвинутых одна на другую тектонических единиц (автохтона и аллохтона), разграниченных надвигом с волнистой поверхностью сместителя, падающей то на юго-запад под углом до 20° , то на северо-восток под углом $10-15^\circ$. Структура автохтона представляется в виде моноклинали (северного крыла синклинали), падающей на юго-юго-запад под углом $60-80^\circ$ и выполаживающейся

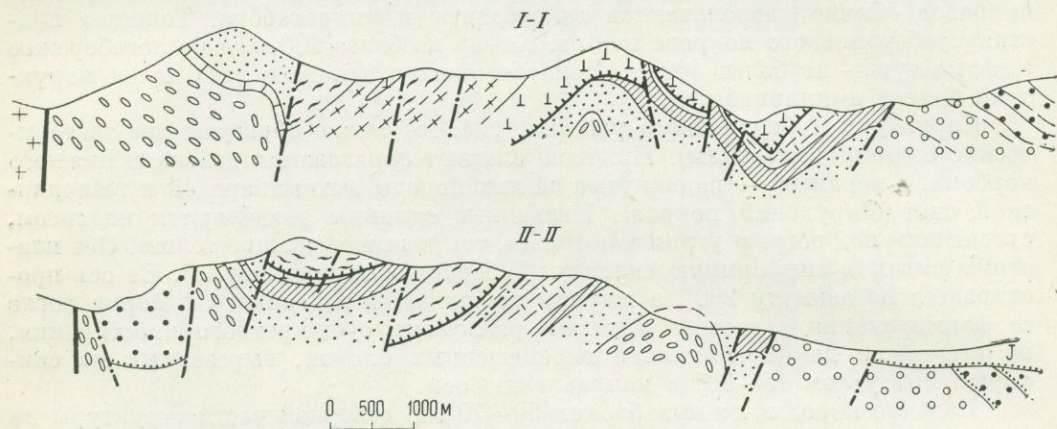


Рис. 17. Геологические разрезы бассейна р. Теберды.

Условные обозначения см. на рис. 16

в этом же направлении до $20-30^\circ$. Моноклираль рассечена субширотными разломами, среди которых установлены левые сдвиги, и осложнена флексурами северо-западного простирания, а также продольными и поперечными складками. Осевые поверхности наклонены на север (рис. 19).

Аллохтон состоит из двух пластин, разделенных субпараллельными надвигами, выраженными зонами дробления, вмещающими тела рассланцованных серпентинитов, кварц-карбонатными породами и скарнами мощностью до 100 м. Мощность нижней пластины достигает 200 м, она сложена филлитами артыкчатской свиты, падающими на юг под углами $30-60^\circ$. В верхней части покрова, где доминируют вулканогенные породы урупской серии, преобладают северо-восточные падения с углами $50-80^\circ$. В породах верхней пластины аллохтона есть складки, простирающиеся субширотно и на северо-запад с наклоненными на север осевыми поверхностями и опрокинутыми на север крыльями, что, вероятно, является следствием движения масс в северных румбах.

Западная часть покрова располагается как бы в ядре среднепалеозойской синформы, а восточная — перехлеснута через Северный разлом и надвинута на породы верхнего карбона.

Таким образом, ранневарисский структура основной части Передового хребта, занимающей пространство между реками Малая Лаба и Баксан,

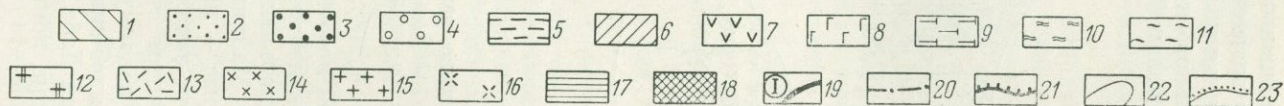
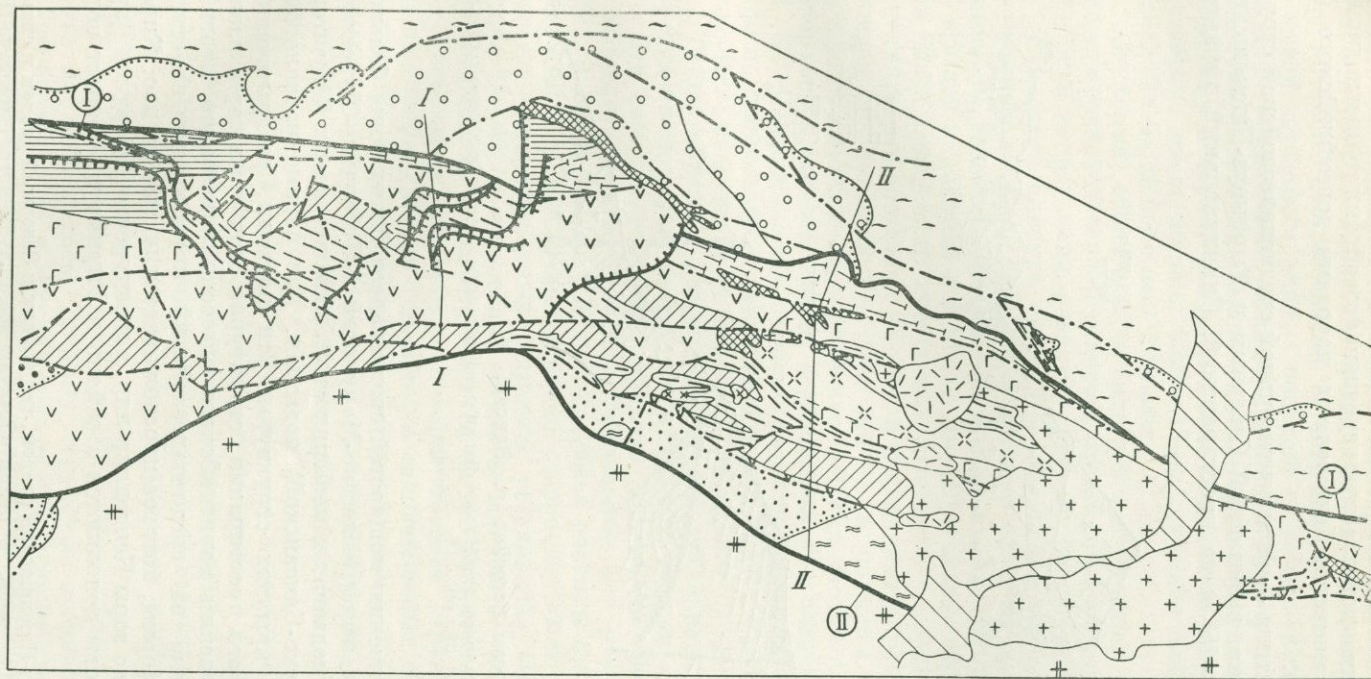


Рис. 18. Геологическое строение зоны Передового хребта (Тырнауз-Пшекишский глубинный разлом) в междуречье Баксан — Суарык. По материалам И. И. Грекова.

1 — четвертичная система; 2 — юрская система; 3 — пермская система; 4—5 — каменноугольная система: 4 — средний и верхний отделы нерасчлененные, 5 — нижний отдел (кыркольская свита); 6—9 — девонская система: 6 — гидамская свита, 7 — кубилиянольская свита, 8 — кызылкольская свита, 9 — артыкчатская свита; 10 — средний палеозой нерасчлененный. Докембрий: 11 — Бечасынская зона; 12 — зона Главного хребта (кристаллические сланцы, гнейсы и граниты); 13 — липаритовые порфиры; 14 — лейкократовые граниты; 15 — граниты эльджуртинские; 16 — плагиогранит-порфиры (трондземиты); 17 — диориты и габбро; 18 — серпентиниты; 19 — крутопадающие крупные разломы; 1 — Северный, 11 — Тырнауз-Пшекишский; 20 — мелкие разломы; 21 — надвижки; 22 — интрузивные и стратиграфические границы; 23 — границы несогласного залегания

представляет собой фрагмент синформной структуры северо-западного простирания, заключенный между Северным и Тырныауз-Пшекишским разломами. Синформа состоит из паравтохтонной пластины среднепалеозойских толщ и надвинутых на нее шарьяжных покровов, сложенных породами докембрийского (?) и палеозойского возраста.

Паравтохтонная пластина — фрагмент крупной среднепалеозойской структуры синклинального типа, вырезанный Северным и Тырныауз-Пшекишским разломами под углом 5—15° к ее простиранию*. Синклинальный характер

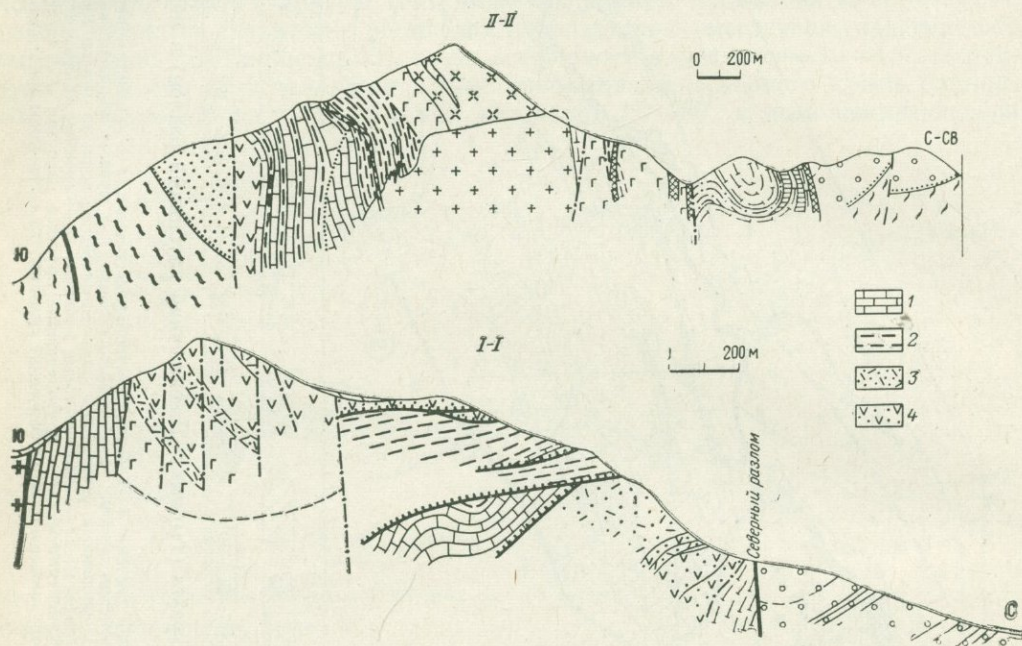


Рис. 19. Геологические разрезы бассейна р. Баксан.

1 — известняки; 2 — аргиллиты и алевролиты; 3 — туфы кислого состава; 4 — туфы основного состава. Остальные условные обозначения см. рис. 18

структуры виден по отношению мощностей среднепалеозойских толщ больших (5000—6000 м) в центральных (Бескесско-Марухской и Тебердино-Худесской) структурно-фациальных подзонах и меньших (до 1500 м) в краевых (Уруштено-Ацгаринской и Малкинско-Баксанской) подзонах. Две первые расположены в ядре, а вторые — на крыльях структуры. Эти подзоны, разграниченные разломами северо-западного простирания, структурно соответствуют в разной степени опущенным ступеням варисцийского эвгеосинклинального прогиба.

Покровы, надвинутые на среднепалеозойский паравтохтон пластину, сохранились в ядре синформы, которое прослеживается по ним от пос. Кировский на р. Малая Лаба, до горы Кенделляр-ляр, в междуречье Теберды и Даута и далее на восток, покровы появляются в районе г. Тырныауз. Возраст пород

* Собственно Тырныауз-Пшекишский разлом, так же как и Северный разлом и система оперяющих диагональных разломов, в целом образуют зону глубинного Тырныауз-Пшекишского разлома в широком понимании этого термина.

в покровах удревняется с востока на запад, а западные пластины надвинуты на восточные (Ацгаринский покров на Марухский). Здесь следует еще раз заметить, что система паравтохтонных и аллохтонных пластин смята в синформу, ядро которой пространственно не совпадает с областью максимального среднепалеозойского прогибания, а попадает на ее юго-западный склон. Результатом является асимметрия ранневарисцкой синформы Передового хребта, выраженная в строении крыльев. Южное просто построенное крыло имеет ширину менее 3 км и характеризуется малой мощностью среднепалеозойского разреза, а северное имеет ширину более 15 км, сложное складчато-блоковое строение и сложено более мощными толщами.

Синформа, образованная системой паравтохтон — аллохтон представлена эшелонированной серией складок, простирающихся на северо-запад под углом $10-30^\circ$ к направлению разломов, ограничивающих Передовой хребет.

Ранневарисцкие складки — это набор открытых, линейных изгибов, простирающихся на западе по азимуту 325° , на востоке — 230° . Среди них одинаково развиты антиклинали и синклинали. Складки сравнительно просты, их крылья наклонены под углом $20-50^\circ$ и только вблизи разломов и в восточной части Передового хребта напряженность складчатости возрастает, углы падения пород достигают $70-80^\circ$ и появляются опрокинутые залегания. Замки складок обычно плавные, реже резкие, а шарниры пологие, погружающиеся в сторону наложенных верхнепалеозойских впадин под углами $5-20^\circ$. Осевые поверхности складок обычно вертикальны или падают на юго-запад под углом $70-80^\circ$ и выражают тем самым некоторую тенденцию к опрокидыванию структуры на северо-восток. Последняя подтверждается положением кливажа осевой плоскости, падающего на юго-запад под углом $70-80^\circ$.

Таким образом, расмотренная система складок — это складки изгиба, образующиеся в условиях тангенциального сжатия.

Эти складки рассечены крутыми разломами трех главных направлений: 1) Тырнауз-Пшекишский и параллельные ему разломы (простираение $280-295^\circ$); 2) сопряженные с первой системой разломы простирающиеся по азимуту $300-320^\circ$ и 3) поперечные разломы северо-восточного направления. Для большинства северо-западных разломов установлено юго-западное падение под углом $65-80^\circ$ и взбросовый характер движений, а для некоторых разломов перемещения по типу левого сдвига (С. М. Кропачев и др., 1974 г.).

Разломы и складки ранневарисцкой структурного этапа образуют закономерную систему генетически соподчиненных структур, морфологически идентичную системам структур, формирующимся в связи с крупными сдвигами, такими, как Таласо-Ферганский разлом или сдвиг Сан-Андреас. Время формирования их довольно позднее, по-видимому, конец ранневарисцкой стадии.

Поздневарисцкий орогенный комплекс (верхнепалеозойский структурный этап) построен из пород, образование которых началось в среднем карбоне и завершилось в триасе. Для названного комплекса выделяются четыре основные тектонические структуры (субширотного простираения — Бечасынская зона, зона Передового хребта, зона Главного хребта и зона Южного склона).

Верхнепалеозойские отложения в Бечасынской зоне и Главном хребте почти не сохранились. Поэтому структура поздневарисцкой комплекса может быть понята и описана только в Передовом хребте, где альпийские тектонические движения весьма незначительно ее усложняли и в зоне Южного склона, активно участвовавшей в альпийском тектогенезе.

Зона Передового хребта в верхнепалеозойской структуре является грабен-синклиниорием, ограниченным с севера Северным и с юга Тырнауз-Пшекишским разломами. Крылья этого синклиниория лишь в отдельных местах выходят за пределы зоны Передового хребта на смежные территории. В настоящее время структура верхнепалеозойского этажа предстает перед исследователем как система впадин, разделенных поднятиями. С запада на восток в синклиниории Передового хребта выделяются следующие, наиболее крупные впадины (прогибы): Белореченская, Бамбакская, Урупская, Кяфаро-Зеленчукская, Аксаутская, Эпчикская, Чуммурлинская и Исламчатская (см. рис. 11). Границами впадин (прогибов) и поднятий часто являются разломы. По отношению оси синклиниория это продольные северо-западные субширотные и поперечные (северо-восточные) разломы. Различные комбинации разломов и неравномерные движения по ним создали сложную картину пространственного распределения верхнепалеозойских прогибов и поднятий. В этой пестрой на первый взгляд беспорядочной картине в бассейне рек Зеленчук и Теберда (Аксаутская впадина) просматривается закономерность, позволившая А. А. Белову и Д. С. Кизевальтеру (1962 г.) наметить главные структуры, такие, как Тебердинский и Киньрчадский грабен-синклиниорий и разделяющий их Срединный антиклиниорий, образующие верхнепалеозойский синклиниорий Передового хребта.

Тебердинский грабен-синклиниорий является северной структурой синклиниория Передового хребта, простирающейся параллельно Северному разлому. Основанием Тебердинского грабен-синклиниория служат среднепалеозойские толщи и только к востоку от р. Малки слагающие его породы залегают на докембрии Бечасынской зоны. В состав этого грабен-синклиниория входит Урупская и Кяфаро-Зеленчукская впадины, северная часть Аксаутской впадины, Чуммурлинская впадина и ряд мелких останцов верхнепалеозойских пород, разделенных поднятиями. В наиболее хорошо сохранившейся центральной части синклиниория (Аксаутская впадина) его внутренняя структура представляется в виде нескольких продольных складок со слабо ундулирующими шарнирами, погружающимися к оси впадины. Углы падения крыльев $20-30^\circ$. В южном направлении крутизна крыльев увеличивается до $30-60^\circ$.

Срединный горст-антиклиниорий — это сложный многоступенчатый горстобразный выступ, в пределах которого верхнепалеозойские (преимущественно средне- и верхнекарбоневые) отложения сохранились только в наиболее погруженных участках, часто полигональной формы. Ступени выступа контролируются разломами субширотного или западно-северо-западного простирания. Срединный антиклиниорий в отличие от сопряженных с ним грабен-синклиниорных структур характеризуется сокращенным уменьшенной мощностью разрезом верхнепалеозойских толщ, усложненным частным несогласием.

В породах верхнего палеозоя (в Аксаутской впадине) горст-антиклиниорий представляет собой складку с относительно пологим сводом и местами довольно крутыми крыльями, осложненную разломами. Ось горст-антиклиниория ориентирована здесь широтно. Породы смяты в субширотные пологие гармоничные складки брахиморфного типа. Осевые поверхности складок близки к вертикали, шарниры резко ундулируют. На южном крыле складки наклонены в сторону Киньрчадского, а на северном — в сторону Тебердинского грабен-синклиниория. Плогие крылья складок падают под углами от 5 до 25° , а крутые — до $20-50^\circ$. Их часто осложняют флексуры. Иногда, например, на южном крыле антиклиниория, осложняющие его складки располагаются кулисно. Длина крупнейших складок составляет $8-15$ км, а высота не превышает 2000 м. Все складки осложнены пологими поперечными изгибами северо-восточного простирания.

Киньрчадский грабен-синклиниорий занимает южную часть грабен-синклинория Передового хребта, тяготея к Тырнауз-Пшекишскому разлому. В его состав входит южная часть Аксаутской впадины и система восточнее и западнее ее расположенных грабенов и грабен-синклиналей. В Аксаутской впадине, главной, центральной, наиболее глубоко опущенной структуре Киньрчадского грабен-синклинория и в западнее расположенных впадинах разрез начинается среднекарбовыми, а восточнее (начиная с Эпчикской впадины) — верхнепермскими осадками.

Внутренняя структура Киньрчадского грабен-синклинория хорошо сохранилась в южной части Аксаутской впадины, древнее основание которой находится на глубине 5 км. В этом районе можно видеть северное крыло синклинория, падающее на юг под углом 30° и его южное крыло, наклоненное под углом 50° . На фоне общего моноклинального залегания северного крыла определенно выражены пологие продольные синклинальные и антиклинальные складки. Замок синклинория плавный, нечетко выраженный. Мелкие складки с плавными замками, ясно вырисовываются вблизи Гидамского поднятия. Здесь происходит особенно резко воздымание шарнира синклинория, выраженное краевым несогласием. Таким образом, Киньрчадский грабен-синклиниорий является асимметричной структурой в поперечном направлении, а входящие в его состав впадины асимметричны и в продольном направлении.

В Эпчикской впадине (грабене) мы имеем фрагмент южного крыла синклинория; сохранившиеся здесь осадки пермо-триасового возраста падают в северных румбах под углами $10-30^\circ$.

В западной части зоны Передового хребта в верхнепалеозойской структуре выделяется Блыбское поднятие и отделенная от него разломом Белореченская впадина. В Блыбском антиклинории верхнепалеозойский структурный этаж представлен в основном триасовыми осадками, несогласно залегающими на докембрийском основании, прорванном среднепалеозойскими интрузиями. Триасовые осадки образуют антиклинорную структуру, погружающуюся полого на северо-запад. Крылья этой структуры наклонены под углами $5-15^\circ$. Вблизи крупных разломов северо-западного простирания встречаются линейные узкие складки с крутыми крыльями. Поскольку в строении этих складок участвуют юрские осадки, можно говорить о их послепермском происхождении.

Белореченская впадина представляет собой асимметричную синклинальную структуру с пологим дном, вмещающую весь комплекс осадков верхнепалеозойского этажа, включающий отложения триаса. Эта синклинальная впадина простирается и погружается на запад-северо-запад. Ее крылья наклонены под углами $30-50^\circ$.

С некоторой долей условности Блыбский антиклиниорий можно считать западным продолжением срединного горст-антиклинория, а Белореченскую впадину — Киньрчадского грабен-синклинория.

Подводя итог описанию верхнепалеозойской структуры, нельзя не заметить, что в ней очень велика роль разломов, особенно общекавказского и поперечного к нему северо-восточного направлений. Складки поздневарисийского этажа полностью подчинены основным системам разломов и образовались в тесной связи с вертикальными движениями по ним. По своей морфологии они относятся к типу брахиморфных складок с неправильными иногда угловатыми контурами в плане и сильно ундулирующими шарнирами. Крылья и своды главных складок осложнены разломами, флексурами и мелкими складками высоких порядков. В общем дислоцированность среднепалеозойских толщ умеренная, преобладающие углы падения равны $25-40^\circ$, лишь изредка наблю-

даются участки, где они достигают 45—55° и очень редко 80°. Складки с крутыми крыльями, осложненные мелкими разрывами, иногда можно наблюдать над или около среднепалеозойских разломов в районе Толстобугорского, Малолабинского и других участков. Складки внутри впадин имеют северо-западное и широтное простирание. Степень дислоцированности среднепалеозойских толщ вверх по разрезу заметно падает так, что триасовые толщи оказываются наклоненными под углами, редко превышающими 20°. Генетически складки верхнепалеозойского структурного этажа являются конседиментационными структурами.

Большинству верхнепалеозойских впадин зоны Передового хребта свойственно асимметричное строение как в продольном, так и в поперечном направлении, выражающееся смещением во времени оси впадины или оси поперечного с ней прогиба, в том или ином направлении.

Асимметрия строения хорошо выражена в южной части Аксаутской, в Урупской и Белореченской впадинах.

Разломы, разорвавшие верхнепалеозойский синклиниорий Передового хребта на блоки, обычно являются сбросами, но среди тех из них, которые простираются в северо-западном направлении и падают в южных румбах, часто встречаются взбросы. Южные блоки по таким разломам обычно подняты.

Зона Главного хребта *

Зона Главного хребта протягивается в северо-западном направлении от р. Терек до р. Белая. На севере она ограничена Тырныауз-Пшекишским разломом, а на юге — Главным Кавказским надвигом. На западе и востоке граница зоны Главного хребта условно проводится по резкому погружению кристаллического ядра под осадочный альпийский чехол.

В строении доюрского основания Главного хребта принимают участие: а) комплекс основания, представленный глубоко метаморфизованными докембрийскими отложениями, насыщенными многочисленными телами варисцидских гранитоидов; б) эвгеосинклиальный комплекс, состоящий из среднепалеозойских вулканогенно-осадочных отложений, в различной степени метаморфизованных; в) поздневарисцидский орогенный комплекс, к которому относятся верхнепалеозойские неметаморфизованные, главным образом терригенные, осадки.

Комплекс основания по вертикали четко делится на два слоя: фемический и сиалический.

Фемический слой сложен преимущественно амфиболовыми и бедными кремнеземом биотитовыми гнейсами буульгенской серии. Они обнажены вдоль южного края зоны Главного хребта, а также на севере зоны, в бассейне р. Чегем (лабарданская свита), где, вероятно, входят в состав одного из варисцидских или рифейских тектонических покровов.

Для фемического слоя характерно почти полное отсутствие палеозойских анатектических гранитов и слабое развитие метасоматической гранитизации. Исключение составляют метасоматические порфиробластовые плагиогнейсы, на многих геологических картах изображенные в виде динамометаморфизованных интрузий плагиогранитного, гранодиоритового и диоритового состава.

* Зона Главного хребта включает на юге сложную полигенную зону Осевого глубинного разлома, а на севере — между Осевым и Тырныауз-Пшекишским разломами — геантиклиналь Главного хребта.

Не характерна также мигматизация, хотя породы, слагающие буульгенскую свиту, метаморфизованы на большей части территории в амфиболитовой фации умеренных и средних давлений. Вероятно, мигматизация и анатексис проявлены слабо в фемическом слое в основном из-за неблагоприятного для выплавления гранитной эвтектики химического состава горных пород. Фемический слой является постелью для главной массы мигматитов и варисцийских гранитов. Это обстоятельство впервые подчеркнул М. Л. Сомин (1965 г.). Отсутствие гранитов в буульгенской серии он объяснил недостатком летучих компонентов в горных породах.

Складчатость в породах фемического слоя неодинакова в разных районах. По рекам Чхалта, Клыч, Гвандра, а также в истоках р. Теберда фемические метаморфические сланцы падают преимущественно в северных румбах, и складчатость в них незаметна. Хотя М. Л. Сомин (1971) и рисует здесь крупную опрокинутую на юг антиклинальную структуру, по нашему мнению, здесь более вероятно тектоническое сдвигание разреза буульгенской серии по надвигу или взбросу. В районе Марухского перевала порфиробластовые гнейсы и амфиболиты буульгенской серии образуют погружающуюся в западном направлении синклиналь. Восточное ее продолжение в истоках р. Аксаут выходит в район горы Кара-Кая.

К югу от горы Кара-Кая наблюдается опрокинутая на юг синклинальная структура, крылья которой сложены фемическими метаморфическими сланцами, относящимися к буульгенской серии, а ядро — слюдяными сланцами и парагнейсами макерской серии.

В истоках Большой Лабы, судя по материалам крупномасштабного геологического картирования, фемические породы в основном превращены в порфиробластовые плагиогнейсы («тектониты») и слагают горст-антиклинальные структуры среди макерских сланцев.

Породы фемического слоя, обнажающиеся в верховьях р. Ардон, смяты в сложные складки, главными из которых являются осложненная мелкими складками антиклиналь, ориентированная вдоль р. Цмиакомдон, и расположенная южнее синклиналь.

Сиалический слой слагают богатые кремнеземом и щелочами докембрийские слюдяные сланцы и гнейсы макерской серии и варисцийские гранитоиды. Обращает на себя внимание разный стиль складчатости по-разному гранитизированных пород. Участки сиалических кристаллических сланцев, не затронутые или затронутые в малой степени процессами мигматизации и гранитизации, как правило, смяты в пологие складки с углами падения от 20 до 45°. Это характерно для верхних частей структуры сиалического метаморфического слоя, выделенной Г. И. Барановым (1968а) в качестве супраструктуры кристаллического ядра зоны Главного хребта. Такая складчатость характерна для участка Главного хребта, между р. Малая Лаба и истоками Большого Зеленчука, где мигматиты практически отсутствуют. В более восточных районах супраструктура сохранилась в истоках р. Аксаут и Теберда (главным образом по рекам Кти-Теберда и Алибек), а также в верховьях Баксана и Чегема (Юсенгская и Чегемская впадины). Кроме того, супраструктурный комплекс в виде узкой полосы кристаллических сланцев, круто падающих в северных румбах, обнажен вдоль Тырныуз-Пшекишского разлома (корневая шарьяжная зона).

Для мигматизированных толщ характерна реоморфическая складчатость разных порядков с разрывами сохранивших жесткость пластов и перемещением их в более пластичном материале. Этот инфраструктурный комплекс располагается в основании сиалического слоя, поэтому для объяснения налегания

супраструктурного комплекса на породы фемического слоя в верховьях р. Пшиш (исток р. Большой Зеленчук), а также на хр. Мусатчери (верховья Теберды) нами предполагается пологое тектоническое нарушение типа шарьяжного срыва.

В местах наибольшего скопления мигматитов широко развито явление тектонического «скупивания» докембрийских сиалических пород. Так, в верховьях р. Кубань и истоках р. Гвандра можно наблюдать, по крайней мере, трехкратное повторение разреза макерской серии. Аналогичная картина предполагается в бассейне р. Черек Балкарский. При этом в общем сохраняется северное падение кристаллических сланцев при уменьшении степени метаморфизма и гранитизации в верхних тектонических пластинах. Тектоническая природа границ между повторяющимися частями разреза сиалических пород,

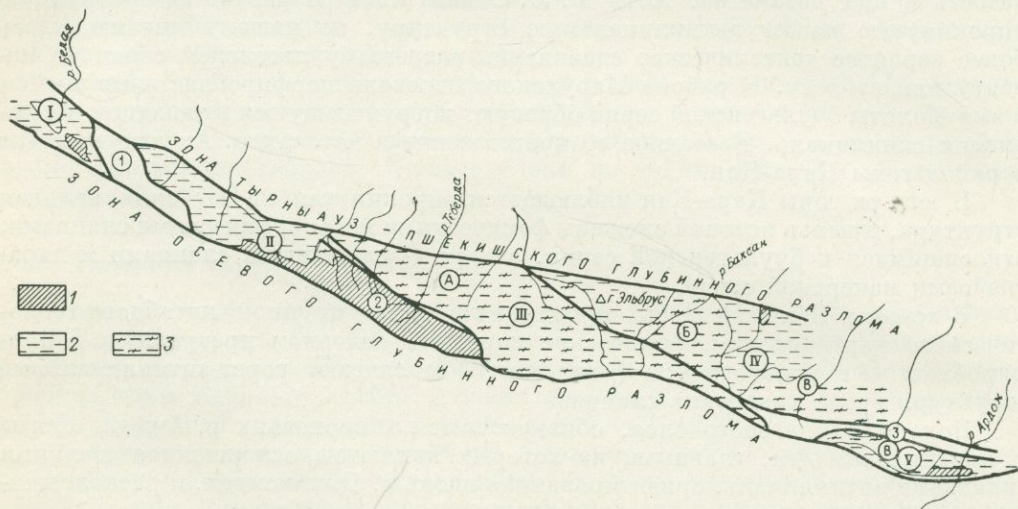


Рис. 20. Схема структурного районирования зоны Главного хребта Центрального Кавказа

Блоки: I — Чугушский, II — Софийский, III — Тебердинский, IV — Балкаро-Дигорский, V — Адайхосский, 1 — Псеашинская грабен-синклиналь; 2 — Софийско-Тебердинская тектоническая депрессия; 3 — Штуду-Харесская тектоническая депрессия. Выступы инфраструктуры: А — Кубанский, Б — Шхельдинский, В — Балкарский. Супраструктура: 1 — фемический слой, 2 — сиалический слой; 3 — инфраструктура

как правило, замаскирована гранитными массивами или наложенными метасоматическими процессами, и первично тектонический характер контакта угадывается по не таким уж редким случаям структурного несогласия или по резкому увеличению или уменьшению степени мигматизации кристаллических сланцев.

Г. И. Барановым выделяются три крупных выступа инфраструктуры: Кубанский, Шхельдинский и Балкарский (рис. 20). Для инфраструктуры западной части Кубанского выступа между реками Пшиш и Теберда характерны ориентированные в общекавказском направлении симметричные складки с крыльями (углы падения от 50 до 80—85°), смятыми в мелкие складки. Поверхность инфраструктуры перекрывается пологими массивами верхнепалеозойских, редко среднепалеозойских гранитов, возможно представляющих разобщенные эрозией части единого сложно построенного массива. В этой части Кубанского выступа граниты развиты преимущественно на водоразделах,

а мигматиты — в долинах рек. Интересно, что нижняя граница гранитных массивов является секущей по отношению к подстилающим породам и как бы срезавет складчатость в мигматитовой подошве.

При ближайшем рассмотрении оказывается, однако, что в ряде случаев складки как бы растворяются в гранитах. Многочисленные ксенолиты в гранитах и менее многочисленные участки сохранившейся кровли (например, синклиналь хр. Хатипара в междуречье Азгека и Теберды) сложены гораздо слабее гранитизированными слюдяными сланцами и гнейсами. Ориентировка их почти всегда совпадает с элементами залегания как подошвы, так и кровли гранитных массивов, т. е. граниты, являясь секущими для инфраструктуры, имеют согласное залегание с породами супраструктуры.

Южнее Хаджибей-Марухского субширотного разлома, прослеженного из междуречья Маруха и Теберды вплоть до горы Эльбрус, инфраструктурный комплекс оказался опущенным, процессы мигматизации проявлены менее

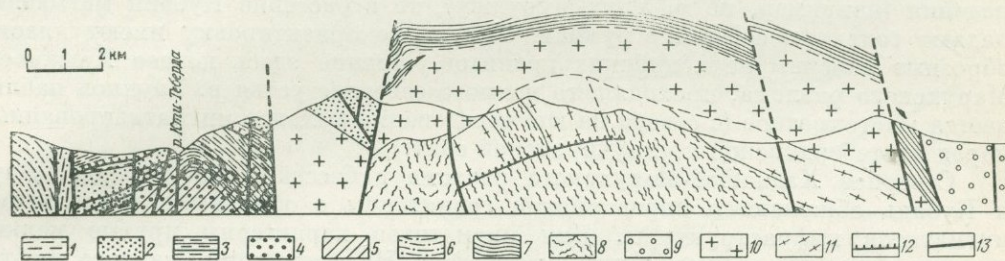


Рис. 21. Геологический профиль через Северную подзону Главного [хребта (р. Аксаут).

1 — кургашичатская свита; 2 — душухская свита; 3 — ктитебердинская свита, 4 — уллучиранская свита, 5 — мигматизированные породы; 6 — метасоматические порфириблостовые плагиосланцы; 7 — слюдяные сланцы, гнейсы, амфиболиты супраструктуры; 8 — мигматиты и гнейсы инфраструктуры; 9 — породы верхнего палеозоя; 10 — орогенные граниты; 11 — предорогенные граниты; 12 — шарьяжи; 13 — прочие разрывные нарушения

интенсивно. Здесь переход от супраструктуры к инфраструктуре менее резкий и положение вариссийских гранитов в структуре менее определено.

Это особенно хорошо видно на примере строения крупной субширотной Ктитебердинской антиклинали, расположенной в верховьях р. Аксаут (рис. 21). Крылья этой симметричной структуры сложены падающими в разные стороны (под углами 20—30°) отложениями кургашичатской и душухской свит. Структура подстилающей ктитебердинской свиты в общем конформна структуре кургашичатской и душухской свит, но более сложна.

Во-первых, в ктитебердинской свите складки мелкие субмеридиональные, во-вторых, для нее характерны резкие флексуорообразные изменения простираний. Интенсивность складчатости прямо зависит от степени гранитизации пород и возрастает к ядру антиклинали. Местами интенсивность складчатости возрастает скачкообразно. В этом случае можно выделить пологие поверхности раздела между пакетами различно смятых пород ктитебердинской свиты. Иногда вдоль таких поверхностей располагаются мелкие пластовые тела верхнепалеозойских гранитов. Вероятнее всего, поверхности структурного несогласия представляют собой надвиги срыва, может быть настоящие шарьяжи, возникшие на границе различно деформированных разновозрастных отложений. Вариссийские гранитоиды в долине р. Кти-Теберда образуют отдельные массивы внутри ктитебердинской свиты, нередко секущие слоистость вмещающих толщ. Восточнее в долине р. Хутый (левый приток р. Теберда) отдельные гранитные тела

сливаются в крупный массив, подошва которого обнажается по левому борту долины р. Теберда. Здесь ниже гранитов выходят мигматиты и гнейсы, типичные для инфраструктурного комплекса.

Таким образом, севернее Хаджибей-Марухского субширотного разлома граница между различно складчатыми инфра- и супраструктурными комплексами довольно четкая, хотя и замаскированная пологими телами варисцидских гранитов. Здесь можно предположить одну догранитную тектоническую поверхность раздела инфра- и супраструктуры. В пределах Ктитебердинской антиклинали таких поверхностей несколько и нарастание интенсивности складчатости вниз по разрезу более плавное.

Восточнее р. Теберда строение Кубанского мигматит-гнейсового выступа резко меняется. Южнее долины р. Шумка, вблизи устья которой проходит Хаджибей-Марухский разлом, гнейсы и мигматиты падают преимущественно на север. Причем, если по правому борту р. Теберда еще встречаются южные падения (например, по р. Уллу-Муруджу), то в бассейне Кубани мигматиты падают только в северных румбах. Такую же ориентировку имеют пластообразные массивы варисцидских гранитов. Именно здесь южнее Хаджибей-Марухского разлома, проходящего немного севернее устья р. Узункол наблюдается многократное (с севера на юг) чередование выходов мигматизированных пород ктитебердинской и уллучиранской свит.

Севернее Хаджибей-Марухского разлома в бассейне рек Теберда, Даут и Кубань обнажаются варисцидские гранитоиды с обильными ксенолитами мигматитов инфраструктуры. Для мигматитов характерны крутые мелкие складки с частыми следами течения материала. На севере зоны Главного хребта, вблизи Тырнауз-Пшекишского разлома появляется узкая полоса выходов пород супраструктурного комплекса, также падающих на север.

Восточная и западная границы Кубанского мигматит-гнейсового выступа, по-видимому, несколько различны по своей природе. Западное окончание Кубанского выступа в долине р. Пшиш представляет собой простое флексуобразное погружение инфраструктуры. Можно предполагать, что в западном направлении инфраструктура, не обнажаясь на поверхности, продолжается вплоть до р. Уруштен без существенного изменения структурного плана.

Восточное окончание Кубанского выступа погребено под лавами Эльбруса, где можно предположить крупное субмеридиональное тектоническое нарушение. Дело в том, что структурный план докембрийских отложений западнее и восточнее вулканического конуса горы Эльбрус совершенно не сопоставим (рис. 22). Правда, западнее горы Эльбрус кристаллические сланцы относятся, по нашей классификации, к инфраструктуре, а восточнее — к супраструктуре и несоответствие структурных планов может определяться этим обстоятельством.

В пределах Шхельдинского и Балкарского мигматит-гнейсовых выступов породы инфраструктурного комплекса так же, как и в бассейне р. Кубани, падают преимущественно в северных румбах и только в северной части Шхельдинского выступа в районе р. Тютюсу отмечается сложная складчатость, да по р. Хазныдон на севере Балкарского выступа — южные падения кристаллических сланцев. Не исключено, что в ряде случаев северные падения в мигматизированных толщах не отражают истинного залегания пород. Так, на правом борту долины р. Адылсу нами наблюдалось южное падение слоев парагнейсов в микроскладчатых мигматитах по слюдяным сланцам. Причем осевые плоскости лежащих микроскладок падали под углом 50° на северо-восток, что создавало при замерах элементов залегания в обнажении впечатление северо-восточного падения пород.

Супраструктура сиалического слоя сохранилась по периферии центрального ядра, а также в синклинальных структурах и впадинах. Складчатость здесь пологая, однако характерным элементом структуры является широкое развитие надвигов (надвигов срыва) и иногда связанных с ними лежащих складок.

Региональным надвигом является пологое, имеющее волнистую поверхность, тектоническое нарушение в основании душпужской свиты. Признаки ее тектонического несогласного залегания отмечены нами по р. Цахвоа, где отложения душпужской (мамхурцевской, по М. Л. Сомину) свиты собраны

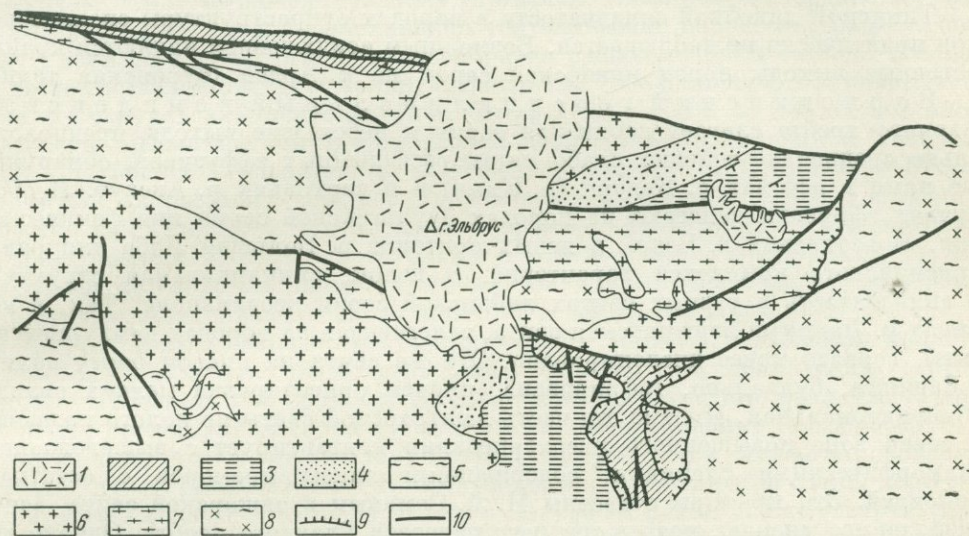


Рис. 22. Геолого-структурная схема Баксано-Кубанского района зоны Главного хребта.

1 — неоген-четвертичные лавы. Супраструктуры: 2 — душпужская и кургашиначатская свиты, нерасчлененные; 3 — ктитебердинская свита; 4 — уллучиранская свита. Инфраструктура: 5 — мигматизированные породы маферской серии; 6 — орогенные варисцийские граниты; 7 — позднеоросинклинальные варисцийские граниты; 8 — варисцийские граниты и мигматиты, нерасчлененные; 9 — надвиги, 10 — прочие разрывные нарушения

в сложные складки и залегают на полого падающих в южных румбах слюдяных сланцах ктитебердинской свиты. В верховьях р. Аксаут при детальном исследовании Г. И. Барановым в 1968 г. была установлена серия надвигов срыва внутри душпужской свиты и предположительно — между душпужской и ктитебердинской свитами.

В Юсеньгийской впадине, в верховьях р. Баксан нами также установлено чешуйчато-надвиговое строение верхней части супраструктуры.

В истоках р. Булунгусу на левом борту ледника Кору хорошо виден тектонический контакт между парагнейсами и амфиболитами душпужской свиты и подстилающими их слюдяными сланцами ктитебердинской свиты. Угловое несогласие здесь до 25° . У водораздела рек Черек Безенгийский и Чегем вблизи горы Мукал-Тебе на слюдяных сланцах, падающих в северных румбах под углом $30-35^\circ$, залегают смятые в крупную лежащую складку парагнейсы и амфиболиты душпужской свиты. Наиболее вероятно, что эта складка антиклинального типа, опрокинута на юго-запад.

Описанная М. Л. Соминим (1971) почти горизонтальная лежащая складка на хр. Аркасара также образована амфиболитами дупшухской свиты.

Несомненно тектоническую природу имеет несогласие между породами инфра- и супраструктур в западной части Кубанского мигматит-гнейсового выступа. Вероятно, до внедрения верхнепалеозойских гранитов здесь сформировался крупный надвиг, вдоль которого впоследствии располагались массивы гранитов (Баранов, 1968).

Подобные взаимоотношения верхнепалеозойских гранитов с подстилающими мигматитами имеют место и в более восточных районах (по р. Даут). Крупнейшим шарьяжем является вся сиалическая пластина.

Типичной линейной складчатости в породах супраструктуры сиалического слоя практически не наблюдается. Возможным исключением являются крайние восточные выходы пород макерской серии по р. Ардон (буронская толща).

Варисцийский геосинклинальный комплекс в зоне Главного хребта слагает лабинская серия и небольшие выходы предположительно среднепалеозойских слабо метаморфизованных эффузивов, обнаруженные нами в истоках р. Кодори (р. Клыч) и в верховьях р. Аксаут. В обоих случаях эффузивы залегают на породах буульгенской серии или фемического слоя. В верховьях р. Белой и левых притоков р. Большая Лаба для ранневарисцийского комплекса характерна, в целом, синклинальная структура, но складчатость в разных свитах лабинской серии неодинакова. Так, в верховьях р. Дамхурц лаштракская свита, залегающая на породах дамхурцевской свиты, гораздо менее дислоцирована. Эта же свита на правом борту долины р. Лашипсе, буквально, гофрирована, причем ориентировка мелких складок субмеридиональная. Именно эта часть лаштракской свиты по полого падающей на север зоне повышенного расщепления контактирует с вышележащими метаморфическими сланцами, содержащими линзы мраморов с остатками криноидей. Эти мраморы отнесены М. Л. Соминим к аджарской свите, венчающей, по его мнению, разрез среднего палеозоя Главного хребта. Однако следует учитывать, что метаморфические сланцы, вмещающие мраморы, метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев, а подстилающие слюдяные сланцы лаштракской свиты, содержащие гранат и ставролит, — в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Что касается главной массы пород аджарской свиты, залегающей гипсометрически выше пачки с мраморами, то они также содержат прослой гранат-ставролитовых сланцев, т. е. пород, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Такие же сложные взаимоотношения между дамхурцевской свитой и перекрывающими ее метаморфическими толщами отмечаются в верховьях р. Белой.

Таким образом, строение варисцийского геосинклинального комплекса вряд ли так просто, как это изображено на существующих геологических картах.

Дююрские складки варисцийского орогенного комплекса брахиморфные и пологие носят конседиментационный характер. В ряде мест, однако, фиксируется наложенная альпийская приразломная складчатость (хр. Хуко, пер. Псеашхо). В Северной Осетии верхнепалеозойские (главным образом, пермские) отложения дислоцированы совместно с мезозойским комплексом и образуют линейные складки.

Внутри кристаллического ядра Главного хребта Г. И. Барановым (1968) выделены: Северная (Шахе-Лабинская), Буульгенская и Кассарская подзоны. Северная подзона — это область развития сиалического слоя, Буульгенская и Кассарская подзоны — фемического. Границы между подзонами тектонические, осложненные альпийскими крутопадающими разломами.

Внутри Северной подзоны выделяются мигматит-гнейсовые выступы: Кубанский, Шхельдинский и Балкарский и их разделяющие впадины Юсеньгийская и Чегемская. В пределах выступов супраструктура практически эродирована, во впадинах инфраструктура не обнажена.

Современный структурный план зоны Главного хребта определяется в основном двумя системами крутопадающих разломов: субширотных с ориентировкой $270-275^\circ$ и северо-западных, имеющих простирание $295-305^\circ$. Вдоль некоторых из них возникли тектонические депрессии типа узких грабенов, заполненных нижнеюрскими, местами верхнепалеозойскими породами. Наиболее четко выражена Штулу-Харезская, Софийско-Тебердинская (или Архызско-Клычская) и Псеашхинская тектонические депрессии, разделяющие зону Главного хребта на ряд кулисообразно расположенных блоков. С запада на восток выделяются Чугушский, Софийский, Тебердинский, Балкаро-Дигорский и Адайхохский тектонические блоки. Чугушский и Софийский блоки разделены Псеашхинской тектонической депрессией, Софийский и Тебердинский — Софийско-Тебердинской, а Тебердинский и Балкарский — Штулу-Харезской депрессией, западное продолжение которой в бассейне р. Баксан известно под названием Адылсуйской депрессии. Адайкомский блок находится на продолжении Тебердинского блока и отделен от него в бассейне р. Цей интрузией мезозойских диоритов, вытянутой в северо-восточном направлении и, вероятно, внедрившейся по разлому того же простирания.

Внутри зоны Главного хребта крупнейшим широтным разломом является Хаджибей-Марухский, располагающийся параллельно широтному отрезку Тырныауз-Пшекишской зоны глубинного разлома. Широтные разломы, вероятнее всего, представляют собой левые сдвиги, северо-западные — взбросы.

Довольно крупными тектоническими нарушениями являются разломы, имеющие простирание $45-60^\circ$. К ним относятся: Мзымтинский сдвиг, пересекающий зону Главного хребта на линии р. Лаура — район г. Ятыргварта, Дуппукский разлом в верховьях р. Аксаут (Баранов, 1972), Баксанский разлом, проходящий по долине р. Баксан к юго-западу от г. Тырныауз и др. Вероятно, также крупными разрывными нарушениями являются некоторые разломы с простиранием $10-20^\circ$. Например, по р. Теберда, по-видимому, проходит подобный разлом. Так, широкая полоса выходов пород донгузорунской свиты, обнажающаяся на правом борту долины Теберды ниже устья р. Гоначхир, на левом борту не прослеживается. Только в устье р. Хутый (левый приток р. Теберда) имеется обнажение парагнейсов и амфиболитов, возможно, донгузорунской свиты, ориентированных по азимуту 10° и падающих вертикально.

Зона Южного склона

Доюрские структуры Южного склона обнажены в ядрах альпийских антиклинальных поднятий Ингурского, Цхенисцкальского и Мзымтинского. Два первых являются частями Сванетского антиклинория.

Ингурское поднятие имеет горст-антиклинальное строение. На его северном крыле доюрские толщи трансгрессивно перекрыты сванетской свитой нижнего лейаса, а юго-западное крыло осложнено круто падающими на север взбросами (амплитуда перемещения 200—300 м), по которым с доюрскими породами соприкасается свита аспидных сланцев среднего лейаса.

По данным М. Л. Сомина (1971), самой крупной складкой в Ингурском поднятии является Дизско-Утурская антиклиналь, веерообразная в восточной части. В южном крыле антиклинали, сложенной среднепалеозойскими свитами, слои падают на север под углом $60-85^\circ$, а в северном — на юг также круто.

В ядре антиклинали, выполненном утурской свитой, слои залегают положе, чем на крыльях (50—70°). В западной части складки на р. Ингури ее крылья параллельны и круто (75—85°) падают на юго-запад. Здесь складка представляется изоклиальной опрокинутой на север. Восточнее, по р. Лайле пермскими отложениями лайлинской (ядро) и челшуринской (крылья) свит сложена Лайлинская антиклиналь. Это изоклиальная, слегка опрокинутая на север складка, пласты в которой падают на юго-запад под углом 70—85°. Простирание осей описанных складок, в общем, северо-западное, меняется от субширотного до субдолготного. Эти складки характеризуют структуру двух блоков Ингурского поднятия. В Западном блоке обнажены более древние толщи.

Структура ядра Цхенисцкальского поднятия расшифровывается менее определенно ввиду однообразия, плохой обнаженности и недостаточной палеонтологической характеристики толщ. Однако М. Л. Сомин считает достаточно уверенно, что основа структуры — это крутые изоклиальные и веерообразные складки.

Таким образом, структура десковой серии Сванетского антиклинория образована линейными, изоклиальными и веерообразными складками, осевые поверхности которых опрокинуты на север. Размах крыльев этих складок 3—7 км. В породах десковой серии, особенно в лайлинской свите, отчетливо проявлены мелкие складки и плейчатость. Складки разбиты разломами, параллельными осевым поверхностям складок или нормальными к ним.

Главные разрывные нарушения имеют субмеридиональное и северо-западное простирание. Первые непосредственно не наблюдались и установлены по соотношению разделяемых ими пород. Вторые — выражены зонами тонкоперетертых песчано-глинистых пород гидротермальноизмененных и пронизанных жилами кварца. Чаще всего разломы относятся к категории взбросов. «Сколько-нибудь крупные пологие разрывные нарушения типа надвигов в ядре Сванетского антиклинория, по-видимому, отсутствуют» — пишет М. Л. Сомин (1971). По пологим, падающим на юго-запад надвигам установлены лишь незначительные (до десятков метров) перемещения. С этим выводом в свете изложенных выше материалов о строении зон Передового и Главного хребтов трудно согласиться, поскольку для выявления надвигов требуются специально ориентированные исследования и высокая степень их детальности, к сожалению, еще не достигнутая в Сванетском антиклинории. В то же время некоторые структуры, например: веерообразные антиклинали или залегающие непосредственно под юрой и ограниченные разломами блоки кванской толщи, вполне могут быть поняты с позиций надвигов.

В ядре Мзымтинского поднятия, северное крыло которого перекрыто надвигом среднего лейаса, а на южном крыле трансгрессивно залегают остатки синемюрского яруса, выступают триасовые отложения, наклоненные под углами 35—50° почти так же, как вмещающие их юрские осадки. Угловое несогласие между триасом и лейасом, по-видимому, минимально.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ДОЮРСКОЙ ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Древнейшему (нижнепротерозойскому?) этапу развития Большого Кавказа соответствовало накопление мощных вулканогенно-осадочных толщ, сопровождавшееся внедрением габброидов (балканская свита). В верхнем

протерозое в миегеосинклинальных условиях формировались главным образом терригенные отложения, в дальнейшем образовавшие сиалический слой комплекса основания. В составе этих отложений преобладали алевролиты, аркозовые песчаники, глинистые сланцы, иногда с высоким содержанием глинозема. Магматизм в период накопления главной массы верхнепротерозойских осадков проявился в виде маломощных вулканических покровов или силлов базальтоидного состава (амфиболиты дуппукской, армовской и шаукольской свит). После накопления терригенных толщ тектонические процессы, по-видимому, активизировались, а верхнепротерозойские отложения подверглись региональному метаморфизму. Об этом свидетельствуют высокие цифры абсолютного возраста (от 450 до 860 млн. лет), полученные рядом исследователей (Ажгирей, 1963; Афанасьев и др., 1971; Аянов и др., 1974) при анализе некоторых сиалических пород калий-аргоновым методом.

В конце протерозоя (?) происходило накопление вулканогенных и кремнисто-вулканогенно-терригенных отложений (буульгенская серия, бечасынская и верхнекубанская свиты). Эта эпоха осадконакопления и проявления геосинклинального вулканизма, возможно, продолжавшаяся в нижнем палеозое, сопоставима с байкальской *. Наличие пачек метаморфизованных песчаников с терригенным микроклином в составе верхнекубанской свиты свидетельствует о существовании древних гранитов в области сноса.

Косвенным признаком проявления байкальской складчатости и слабых орогенических движений можно было бы считать наличие на северном склоне Кавказа платформенных, местами молассоидных отложений урлешской свиты кембрийского (?) возраста, содержащих редкие маломощные прослои конгломератов с галькой плагиогранитов и плагиогранит-порфиров. Однако кембрийский возраст урлешской свиты пока не доказан.

Таким образом, можно считать, что Большой Кавказ, начиная с верхнего протерозоя, был областью преимущественно терригенного осадконакопления с довольно вялым проявлением базальтоидного магматизма, синхронного осадконакоплению, и, вероятно, резонансными слабыми складчатыми и орогеническими движениями в байкальскую тектоническую эпоху.

Нижнепротерозойские (?) вулканогенно-осадочные отложения, после метаморфизма образовавшие фемический слой комплекса доварисцийского основания, возможно формировались в эвгеосинклинальных условиях.

Гранитный слой в пределах Большого Кавказа, вероятно, начал формироваться еще в байкальскую тектоническую эпоху, однако самый важный этап его возникновения связан с варисцийскими тектоническими движениями.

Варисцийский тектоно-магматический этап отчетливо делится на ранневарисцийский (геосинклинальный) и поздневарисцийский (орогенный) подэтапы.

Ранневарисцийский подэтап в свою очередь подразделяется на раннюю, зрелую и позднюю ** стадии геологического развития. Он начался скорее всего с кембрия (урлешская свита) заложением геосинклинальных прогибов и эти прогибы существовали уже, во всяком случае, в верхнем силуре (лахранская и ачхиминарская свиты), когда накапливались терригенные и карбонатные толщи морских, местами глубоководных (с граптолитами) осадков.

* Весьма вероятно, что первая фаза формирования шарьяжей произошла именно в байкальский тектонический этап. (Прим. ред.).

** Последние две стадии можно считать средневарисцийским этапом. (Прим. ред.).

Накопление осадочных и вулканогенных формаций продолжалось непрерывно до турнейского века включительно. Только отсутствие нижнедевонской фауны не дает оснований считать окончательно решенным вопрос о палеотектонической обстановке в нижнем девоне. Однако большое сходство верхнесилурийских и среднедевонских толщ заставляет думать, что в нижнем девоне геологические условия были аналогичны верхнесилурийским и среднедевонским. Итак, ранняя геосинклинальная стадия варисцид, начавшаяся в кембрии, завершилась в среднем девоне; за это время накопилась песчаниковая (урлешская свита), карбонатная терригенная аспидная формация. Последовательность формаций указывает на постепенное углубление прогиба. В начале накапливались прибрежные, а затем относительно глубоководные толщи. Морские условия осадконакопления этой стадии подтверждают состав формаций и фауна. Отсутствие косой слоистости, знаков ряби, тонкая зернистость и выдержанность состава верхнесилурийских и среднедевонских осадков ранней стадии на больших площадях, вероятно, являются следствием постоянства условий осадконакопления, удаленности областей сноса, в пределах которых размывались кварц-плагиоклазовые (вероятно, плагиограниты) и кремнистые породы. Большая мощность толщ указывает на интенсивное прогибание дна бассейна.

Тектоническая и палеогеографическая обстановка резко изменилась во второй половине среднего девона, когда началась активная вулканическая деятельность, приведшая к образованию спилит-кератофировой формации (сосновская, кызылкольская, семиродниковская и кубиянкольская свиты). Зрелая, или вулканическая, стадия развития геосинклинали вначале проявилась повсеместным и энергичным излиянием лав (сосновская и кызылкольская свиты) базальтового состава, почти не сопровождающимся туфами, что указывает на спокойный, вероятно, трещинный тип извержений. Этот процесс носил циклический характер. В нем насчитывается не менее четырех фаз прерывавшихся ненадолго излияний лав. К такому выводу приводит отсутствие сколь угодно значительных прослоев осадочных пород между покровами лав. Конец первой половины вулканической стадии характеризуется излиянием кислых лав, сосредоточение которых на ограниченных участках, вероятно, объясняется извержением их из вулканов центрального типа, от которых в силу своей вязкости кислые лавы далеко не растекаются. Параллельно с липаритами продолжают изливаться базальты, среди которых появляются пироксеновые разности (увеличивается основность и щелочность базальтов).

Вторая половина вулканической стадии (семиродниковская, кубиянкольская свиты) характеризуется активной эксплозивной деятельностью, временами сопровождавшейся излиянием небольших потоков кислых и, реже, основных лав. Грубые (бомбовые) туфы и лавы позволяют наметить ряд центров извержения (на р. Зеленчук, на горе Маркопидж и т. д.). Параллельно с вулканической деятельностью на удаленных от вулканитов площадях, завершая вулканическую стадию, накапливались вулканогенно-осадочные и осадочные породы. Это конгломераты с плагиогранитной галькой семиродниковской свиты, имеющие облик турбидитов, и алевритовая часть кубиянкольской свиты с линзами конгломератов.

Вулканические процессы ранневарисцидского этапа проходили и в морском бассейне, на что указывает подушечная отдельность основных лав (спилитов), наличие прослоев кремнистых радиоляриевых пород нижней половины урупской серии и биогермных известняков в ее верхней части. Последние, а также конгломераты с плагиогранитной галькой указывают на существенное обмеление бассейна к концу зрелой стадии развития геосинклинали. Процессы вулка-

низма сопровождалась внедрением субвулканических тел преимущественно липаритового и базальтового состава и гипабиссальных интрузий плагиигранитов. Характерными чертами возникновения спилит-кератофировой формации являются: 1) преобладание основных эффузивов при подчиненном количестве кислых; 2) обилие вулканокластических и терригенных пород при почти полном отсутствии хемогенных образований; 3) исключительная редкость пород андезитового состава.

Осадконакопление поздней стадии ранневарисцийского этапа проходило в открытом мелководном бассейне, в котором накапливались терригенные толщи и органогенные (рифогенные) известняки. Среди терригенных пород, преимущественно песчаников и алевролитов, нередки красноцветные разности, гематитовая «рубашка» на зернах которых, вероятно, появилась вследствие выветривания в жарком, гумидном климате. Обилие песчаников и присутствие в известняках синезеленых водорослей, кроме кораллов, брахиопод, фораминифер, мшанок и криноидей, говорит о мелководных условиях осадконакопления. В течение поздней стадии формируется терригенно-карбонатная формация. Итак, начиная с кембрия и вплоть до нижнего карбона, территория Большого Кавказа непрерывно прогибалась. Анализ мощностей среднепалеозойских толщ показывает, что наиболее активно прогибались Бескесско-Марухская и Тебердино-Худесская зоны, а менее активно — Уруштено-Ацгаринская и Малкинско-Баксанская зоны, располагавшиеся, вероятно, на периферии бассейна. Их кулисно расположение по отношению к Тырнауз-Пшекишскому и Северному разлому можно считать следствием сдвиговых (левый сдвиг) движений в зонах этих разломов.

Среднепалеозойское осадконакопление в конце ранневарисцийского этапа было прервано активным сжатием, приведшим к перемещению на значительные расстояния ряда тектонических пластин, вероятно, в направлении с юга на север. Марухский покров в это время перекрыл всю зону Передового хребта, переместившись, следовательно, не менее чем на 15 км. Не меньшее перемещение надо предполагать и для Ацгаринского покрова.

Надвигание сопровождалось внедрением, скорее всего протрузивным, и перемещением вместе с покровами в виде пластин серпентинизированных гипербазитов. Затем перемещенные покровы и сорванный с основания паравтохтонный комплекс были смяты в систему складок северо-западного простирания, расположенных кулисно по отношению к Тырнауз-Пшекишскому разлому и разбиты серией параллельных и сопряженных с ним нарушений на блоки. Процесс раннекарбонного складкообразования протекал на фоне погружения без горообразования. Морфология и пространственные отношения складок и разломов (парагенетическая ассоциация структур), характер движений по разломам, описанные выше, аналогичны таковым образующимся в связи с крупными левыми сдвигами. Поэтому можно полагать, что роль сдвиговых движений в этот период была велика.

Формирование ранневарисцийского структурного этажа завершилось внедрением интрузий архызского и одновозрастных с ним комплексов. Плагиикласовые и калиевые граниты в это время формировались в сиалическом слое доварисцийского фундамента, после чего общее поднятие в конце нижнего, карбона охватило как Большой Кавказ, так и обширные площади Предкавказья. Возникает невысокая сравнительно ровная суша, на которой формировалась кора выветривания, местами сохранившаяся под осадками среднего карбона.

Поздневарисцийская орогенная стадия охватывает время от среднего карбона до триаса включительно. До этого времени на Большом Кавказе

выделяются три области с различной историей развития: область континентального осадконакопления (Передовой хребет и территории, примыкающие к нему с юга и севера), область морского осадконакопления (зона Южного склона) и переходная между ними область (Главный хребет).

В верхней перми и триасе морские условия мигрируют и охватывают западную часть зоны Передового хребта.

Область континентального осадконакопления имела сложную историю становления. В ней, в течение всего верхнего палеозоя опускается зона Передового хребта, развивающаяся как прогиб, а смежные территории активно поднимаются, образуя размывающиеся поднятия. Заложение верхнепалеозойского прогиба (грабен-синклинория) Передового хребта произошло в среднем карбоне, а история его развития, подробно изученная А. А. Беловым, началась накоплением осадков толстобугорской свиты. Прогиб заложился на уже в значительной мере консолидированном основании. Он развивался как межгорная впадина, осадконакопление в которой происходило в континентальной обстановке. Анализ фаций, мощностей и несогласий верхнепалеозойских толщ грабен-синклинория Передового хребта дает возможность выделить в его истории ряд фаз, различающихся характером тектонических движений и условиями седиментации. В первой фазе умеренного прогибания среднекарбонového времени бассейн седиментации представлял собой низкую равнину с озерами, болотами и мелкими реками, на которой накапливались угленосные осадки. Седиментационный процесс неоднократно (местами четыре раза) прерывался извержениями лав и туфов калиевых кварцевых порфиров.

Следующая фаза, начавшаяся в конце среднего карбона (верхняя подсвита малоурупской свиты) и продолжавшаяся в течение всего верхнего карбона, характеризуется более активным поднятием областей размыва и расширением области седиментации. Палеогеографическая обстановка изменилась незначительно (сократилось угленакопление, поглубели осадки, появились красные цветы).

В начале верхнего карбона (валунные конгломераты караджелмасской свиты) активизировались поднятия в зоне Главного хребта. Таким образом, в течение двух ранних фаз поздневарисийской истории сформировались аллювиально-лимнические угленосные (нижняя молассовая) и наземная порфировая формации.

Третья фаза становления грабен-синклинория Передового хребта совпадает с нижнепермским (аксаутская свита) опусканием, сопровождавшимся выравниванием рельефа. Бассейн накопления осадков расширялся за счет Главного Кавказского и Бечасынского поднятий.

В четвертую фазу (кинырчадская свита) резко активизировалось воздымание Главного Кавказского поднятия и некоторых внутренних поднятий зоны Передового хребта. С этой фазой связано активное извержение лав и меньше туфов андезито-дацитов и трахилипаритов.

Пятая фаза — это очередное опускание в раннепермское время (гималдыкская свита), сопровождавшееся изливанием нескольких потоков андезитовых лав.

Бассейн седиментации Передового хребта был пологой равниной между невысокими горами на западе в бассейне р. Малая Лаба, постепенно сменявшейся морем.

Последняя, шестая, фаза ознаменована некоторой активизацией движений в нижнем триасе (?), приведшей к образованию конгломератов эпчикской свиты. Западные и восточные части зоны Передового хребта в это время прогибались,

и на них в морских условиях накапливались: на западе — известняки, на востоке (бассейн р. Чегем) — красноцветные и сероцветные мелкозернистые карбонатные осадки.

Во время накопления триасовых отложений на западном погружении зоны Передового хребта (Блыбский антиклинорий) большая часть его, как и область Главного хребта и Бечасынской зоны, вероятно, размывалась.

Таким образом, в течение перми и триаса образовались красноцветная моласса, связанная с ней наземная порфирировая формация и карбонатная формация верхней перми — триаса.

Верхнепалеозойская седиментация происходила в условиях вертикальных резко дифференцированных блоковых движений, осуществлявшихся по разломам северо-западного и северо-восточного направлений. Результатом этих движений была миграция, расширение или сужение заполнявшихся осадками впадин и конседиментационный рост складок различного порядка (антиклинориев, синклинориев и отдельных складок).

В поздневарисцийское время одновременно с осадконакоплением внутри интенсивно поднимавшихся структур (Главный хребет, Бечасынская зона) среди допалеозойских толщ формировались многочисленные интрузии существенно калиевых гранитов*.

Зоны Главного и Передового хребтов в палеозойское время располагались в висячем боку Осевой зоны глубинного разлома (зона Беньофа, по мнению В. И. Смирнова, 1974), а южнее этого разлома находился прогиб, заполнявшийся морскими осадками.

В области морского осадконакопления, на южном склоне Большого Кавказа, в течение всего позднепалеозойского времени непрерывно продолжалось осуществлявшееся в среднем палеозое опускание, сопровождавшееся накоплением терригенных толщ. Характер варисцийских деформаций этой серии пока не расшифрован из-за весьма интенсивной альпийской складчатости, которой она подверглась вместе с юрскими толщами зоны Южного склона.

В конце триаса — начале юры область современных выходов доюрского основания была немного приподнята и размывалась во время юрской трансгрессии.

* Это утверждение авторов сомнительно. Главная масса калиевых гранитов формировалась значительно раньше, в конце средневарисцийского этапа, на границе среднего и верхнего палеозоя. Галька калиевых гранитов в изобилии встречается уже в основании верхнепалеозойских отложений. (Прим. ред.).

СТРАТИГРАФИЯ, МАГМАТИЗМ И ТЕКТОНИКА БОЛЬШОГО КАВКАЗА НА РАННЕАЛЬПИЙСКОМ ЭТАПЕ РАЗВИТИЯ

Раннеальпийский этап развития Большого Кавказа соответствует по времени ранне- и среднеюрской эпохам. Нижне- и среднеюрские отложения в отличие от более древних и от более молодых присутствуют практически во всех тектонических зонах Большого Кавказа и смежных районов. Это дает возможность восстановить особенности геологической истории Большого Кавказа в течение раннеальпийского этапа его развития с достаточной полнотой и объективностью.

Исходя из различий в строении нижне- и среднеюрских отложений, территорию Большого Кавказа и прилегающих районов можно разделить на три большие части (рис. 23). Северная часть, расположенная к северу от Тырнауз-Пшекишской зоны и ее западного (Ахтырский разлом) и восточного (Терский и Сунженский хребты) продолжения, охватывает Лабино-Малкинскую зону и прилегающие равнинные районы Предкавказья. Юрские отложения здесь залегают очень полого, совсем не метаморфизованы, представлены мелководными, а отчасти и континентальными образованиями и характеризуются сравнительно небольшой мощностью (от 700—800 до 2500 м), четкой стратификацией, наличием многочисленных перерывов и горизонтов конденсации. Роль магматических образований здесь крайне ограничена. В юрское время эта область представляла собой южную окраину эпигерцинской Скифской плиты (Милановский, Хаин, 1963; Панов, Бызова, 1964).

Располагающаяся южнее область, заключенная между Тырнауз-Пшекишской и Кахетинно-Лечхумской шовными зонами, охватывает основную часть Большого Кавказа. Здесь в отличие от Скифской плиты нижне- и среднеюрские отложения характеризуются очень большой мощностью (до 12 000 м на южном склоне), непрерывностью разреза, тонкозернистым, в основном глинисто-алевритовым, составом пород и в связи с этим очень слабой стратифицированностью. Породы достаточно сильно дислоцированы и метаморфизованы, иногда до стадии глинистых сланцев и кварцитов (особенно в зоне Южного склона). Для этой области очень характерна четко выраженная продольная фациальная зональность, причем в некоторых зонах весьма существенную роль играют магматические образования юрского возраста. Все эти особенности позволяют вполне уверенно говорить о существовании на территории Большого Кавказа в ранней и средней юре типичной геосинклинали.

Самая южная часть рассматриваемой территории, к югу от Кахетинно-Лечхумского шва, приблизительно соответствует Закавказской межгорной зоне (Милановский, Хаин, 1963) и характеризуется опять-таки слабой дислоцированностью, прерывистым распространением и очень малыми мощностями нижне-среднеюрских (за исключением байосских) отложений, представленных исключительно мелководными, а отчасти и континентальными образованиями. В ранне-среднеюрское время эта территория выступала как относительно приподнятый срединный массив, ограничивавший геосинклиналь Большого Кавказа с юга.

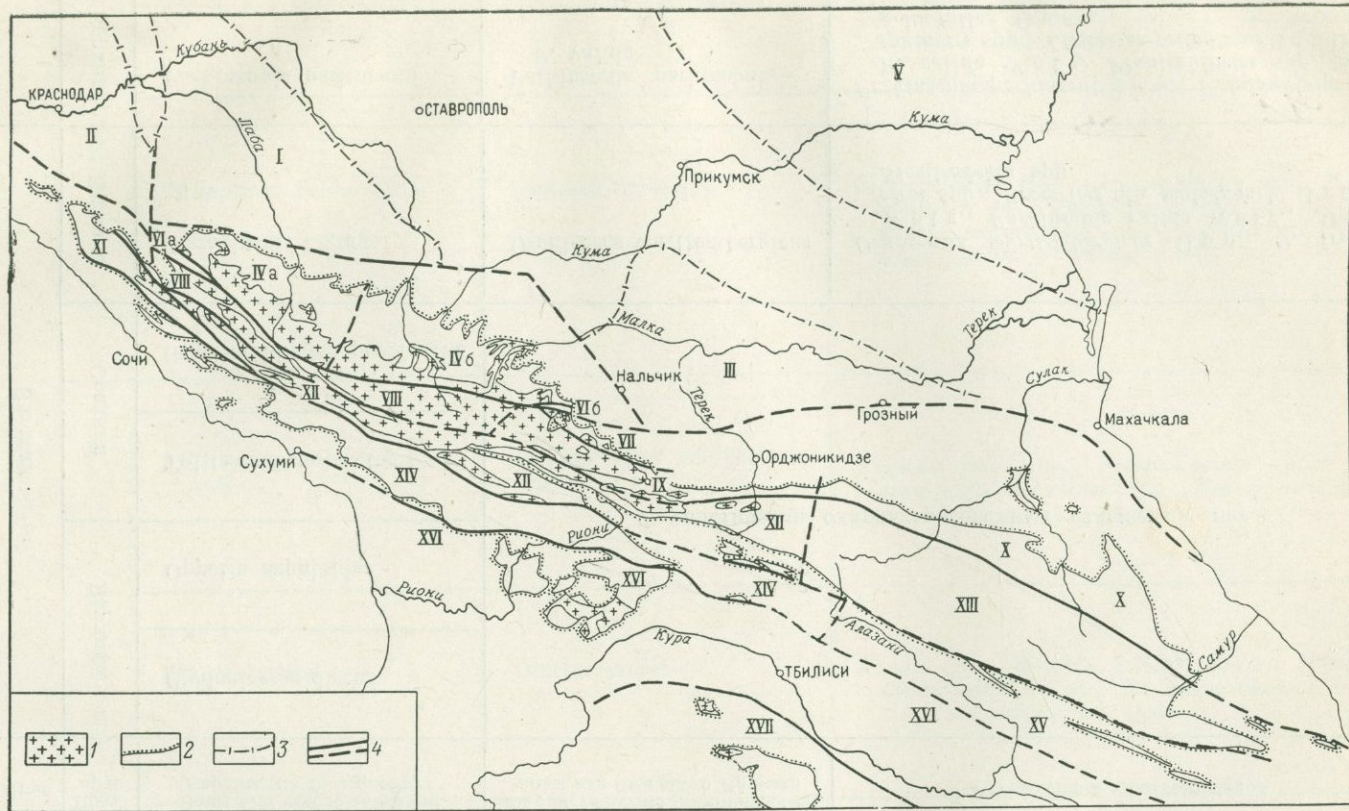


Рис. 23. Схема структурно-фациального районирования территории Большого Кавказа и смежных областей для ранне-среднеюрского времени.

1 — выходы доюрских образований; 2 — подошва послесреднеюрских образований; 3 — границы распространения ниже-среднеюрских отложений в Предкавказье; 4 — границы структурно-фациальных зон. Скифская платформа: I — Восточно-Кубанская впадина; II — Западно-Кубанский прогиб и Тимашевская ступень; III — Терско-Каспийский прогиб; Лабино-Малкинская зона: IVa — Бело-Урупский район; IVb — Зеленчук-Чегемский район; V — Калмыцкий прогиб Восточного Предкавказья; Тырынауз-Шшекишская шовная зона: VIa — Западный участок, VIb — Восточный участок. Геосинклиналь Большого Кавказа: VII — Восточно-Балкарская зона; VIII — Архыз-Гузери́пльская зона; IX — Дигоро-Осетинская зона; X — Внешняя зона Горного Дагестана; XI — Гойтхско-Ачишская зона; XII — Бзыбско-Казбекская зона; XIII — Внутренняя зона Горного Дагестана; XIV — Абхазско-Рачинская зона; XV — Алазано-Агричайская депрессия; XVI — Закавказский срединный массив; XVII — геосинклиналь Малого Кавказа

Схема сопоставления зонального деления ниже- и среднеюрских отложений
Северо-Западной Европы и Северного Кавказа

Хроностратиграфические подразделения				Биостратиграфические подразделения для Северного Кавказа по Н. В. Безносову и В. П. Казаковой	
Отдел	Ярус	Под- ярус	Зоны для северо-западной Европы (по В. Аркеллу)	Фаунистические (аммонитовые) зоны для Северного Кавказа	Руководящий комплекс видов
Средний	Батский	Верхний	Clydoniceras discus	Фаунистически охарактеризованных отложений нет	
			Oppelia aspidoides		
		Средний	Tulites subcontractus		
			Gracilisphinctes progracilis		
	Нижний	Zigzagiceras zigzag	Oraniceras wurtembergicus	<i>Oraniceras wurtembergicus</i> Opp., <i>O. fretensis</i> Wetz., <i>Parkinsonia valida</i> Wetz., <i>Morphoceras</i> spp., <i>Procerites</i> aff. <i>schloenbachi</i> Gross., <i>Siemiradskia</i> spp.	
Верхний	Parkinsonia parkinsoni	Parkinsonia parkinsoni — P. valida	<i>Parkinsonia parkinsoni</i> Sow., <i>P. planulata</i> Qu., <i>P. valida</i> Wetz., <i>Planisphinctes</i> spp., <i>Lobosphinctes</i> spp., <i>Lissoceras psilodiscus</i> Schl., <i>Oppelia fallax</i> Guer.		
Байосский	Верхний		Garantiana garantiana	Parkinsonia rarecostata	<i>Parkinsonia rarecostata</i> Buckm., <i>P. doneziana</i> Boriss., <i>P. arietis</i> Wetz., <i>P. parkinsoni</i> Sow., <i>Bigotites</i> spp.
			Strenoceras subfurcatum	Leptosphinctes spp.	<i>Leptosphinctes</i> spp., <i>Cleistosphinctes</i> spp., <i>Bajocisphinctes</i> spp., <i>Pseudogarantiana</i> spp., <i>Strenoceras</i> , <i>subfurcatum</i> Ziet., <i>Orthogarantiana</i> spp., <i>Oppelia subradiata</i> Sow.
	Нижний		Stephanoceras humphriesianum	Stephanoceras humphriesianum	<i>Stephanoceras</i> spp., <i>Stemmatoceras</i> spp., <i>Teloceras</i> spp., <i>Dorsetensia</i> spp., <i>Normannites</i> spp.
			Otoites sauzei	Otoites sauzei	<i>Otoites</i> spp., <i>Emileia brocchii</i> Sow., <i>Witchellia laeviuscula</i> Sow., <i>W. edouardiana</i> Orb., <i>Sonninia carinodisca</i> Qu.
			Sonninia sowerbyi	Hyperlioceras spp. — Sonninia sowerbyi	<i>Hyperlioceras</i> spp., <i>Ludwigia debile</i> Buckm., <i>Sonninia sowerbyi</i> Mill., <i>Witchellia</i> ex gr. <i>deltafalcata</i> Qu.

Хроностратиграфические подразделения				Биостратиграфические подразделения для Северного Кавказа по Н. В. Безносову и В. П. Казаковой	
Отдел	Ярус	Подъярус	Зоны для северо-западной Европы (по В. Аркеллу)	Фаунистические (аммонитовые) зоны для Северного Кавказа	Руководящий комплекс видов
Средний	Ааленский		Ludwigia murchisonae	Ludwigia concava	<i>Ludwigia concava</i> Sow., <i>L. cornu</i> Buckm.
				Staufenia sinon	<i>Staufenia sinon</i> Bayle, <i>St. staufensis</i> Opp., <i>St. opalinoides</i> Mayer., <i>Ludwigia murchisonae</i> Sow.
			Tmetoceras scissum	Leioceras opalinum — Leioceras comptum	<i>Leioceras opalinum</i> Rein., <i>L. comptum</i> Rein., <i>Hammatoceras subinsigne</i> Opp., <i>Tmetoceras scissum</i> Ben.
			Leioceras opalinum		
Нижний	Тоарский	Верхний	Dumortieria levesquei	Dumortieria pseudoradiosa	<i>Dumortieria</i> spp., <i>Pleydellia</i> spp.
			Grammoceras thouarsense	Grammoceras thouarsense	<i>Grammoceras</i> spp., <i>Pseudogrammoceras</i> spp., <i>Polyplectus discoides</i> Ziet.
			Haugia variabilis		
	Нижний	Средний	Hildoceras bifrons	Hildoceras — Dactylioceras	<i>Dactylioceras semicelatum</i> Simps., <i>D. tenuicostatum</i> J. et B., <i>D. commune</i> Sow., <i>Harpoceras exaratum</i> J. et B., <i>Hildoceras levisoni</i> Simps., <i>H. bifrons</i> Brug., <i>Peronoceras desplacei</i> Orb.
			Harpoceras falcifer		
			Dactylioceras tenuicostatum		

Плинсбахский	Домерский	Pleuroceras spinatum	Amaltheus depressus — Amaltheus laevis	<i>Amaltheus depressus</i> Simps., <i>Am. nodiger</i> Buckm., <i>Am. margaritatus</i> Montf., <i>Am. laevis</i> Qu., <i>Am. aff. reticularis</i> Simps., <i>Amaltheus</i> sp.
		Amaltheus margaritatus		
	Карикский	Prodactylioceras davoei	Не установлены	Единичные: <i>Tropidoceras</i> spp., <i>Androgynoceras oblongum</i> Qu., <i>Polymorphites polymorphus</i> Qu., <i>Uptonia</i> cf. <i>ignota</i> Buckm., <i>Upt.</i> cf. <i>jamesoni</i> Sow., <i>Beaniceras</i> cf. <i>costatum</i> Buckm., <i>Arietites</i> cf. <i>pseudospiralis</i> Vad., <i>Oxynticeras oxynotum</i> Qu., <i>Microderoceras birchi</i> Sow.
Tragophylloceras ibex				
Uptonia jamesoni				
Снемерский	Логарингский	Echioceras raricostatum	Не установлены	Единичные: <i>Tropidoceras</i> spp., <i>Androgynoceras oblongum</i> Qu., <i>Polymorphites polymorphus</i> Qu., <i>Uptonia</i> cf. <i>ignota</i> Buckm., <i>Upt.</i> cf. <i>jamesoni</i> Sow., <i>Beaniceras</i> cf. <i>costatum</i> Buckm., <i>Arietites</i> cf. <i>pseudospiralis</i> Vad., <i>Oxynticeras oxynotum</i> Qu., <i>Microderoceras birchi</i> Sow.
		Oxynticeras oxynotum		
		Asteroceras obtusum		
		Euasteroceras turneri		
Геттангский	Нижний	Arnioceras semicostatum	Отложения отсутствуют	Отложения отсутствуют
		Arietites bucklandi		
		Schlotheimia angulata		
		Alsatites liasicus		
		Psiliceras planorbis		

При расчленении и корреляции ниже- и среднеюрских отложений в качестве единой (стандартной) хроностратиграфической шкалы в настоящей работе используется схема подразделения юрской системы на отделы и ярусы, принятая постоянной комиссией МСК. В качестве зональной хроностратиграфической шкалы принята шкала аммонитовых зон В. Аркелла (1961 г.) для северо-западной Европы с учетом дополнений, внесенных в нее последующими работами. Биостратиграфическая схема, отражающая последовательность местных фаунистических (аммонитовых) зон, разработана в настоящее время только для Северного Кавказа (Безносков, 1967; «Зональное...», 1962; Казакова, 1963; Крымгольц, 1961; «Объяснительная записка...», 1973). Соотношение этих зон с подразделениями хроностратиграфической шкалы показано в табл. 10.

СТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕ- И СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНАЯ ЧАСТЬ СКИФСКОЙ ПЛИТЫ

В пределах Скифской плиты ниже-среднеюрские отложения обнажаются на поверхности только в Лабино-Малкинской зоне между Передовым и Скалистым хребтами. Буровыми скважинами они вскрыты в ряде мест Предкавказья. Кроме того, в некоторых районах Предкавказья их присутствие предполагается по геофизическим и геологическим данным. Рассмотрим сначала строение этих отложений в естественных выходах в Лабино-Малкинской зоне, где стратиграфия их детально изучена Н. В. Безносовым, С. Л. Бызовой, Н. В. Живаго, В. П. Казаковой, И. Р. Кахадзе, Д. И. Пановым, Г. Е. Пилученко, К. О. Ростовцевым и др.

Лабино-Малкинская зона

Строение ниже-среднеюрских отложений в Лабино-Малкинской зоне сильно меняется в направлении с запада на восток. На западе (Бело-Урупский район) они характеризуются большей мощностью (1200—2500 м) и полнотой разреза и представлены исключительно морскими толщами. К востоку (Зеленчук-Чегемский район) разрез становится менее полным, в нем появляются уже континентальные образования, а мощность сокращается до 1000—1500 м. Повсеместно юрские отложения резко несогласно налегают на варисский фундамент.

В Бело-Урупском районе в основании юрского разреза залегает *верийотская свита*. На реках Малая Лаба и Бугунжа ее базальные слои (10—30 м) сложены зеленовато-серыми мелкозернистыми песчаниками с прослоями конгломерата и линзами брахиоподового ракушечника, с оолитами шамозита. Основная часть свиты — это толща (150—250 м) комковатых карбонатных алевролитов с прослоями мелкозернистых песчаников и линзами темных пелитоморфных известняков внизу, с прослоями аргиллитов вверху и с одним или несколькими пластами криноидно-брахиоподового известняка или известковистого песчаника в кровле.

Западнее, в бассейне Ходзи сокращается мощность (до 120—150 м), выклиниваются базальные слои, а далее, на Сахрае, и вся свита. В восточном направлении, в междуречье Уруп — Бижон верийотская свита, напротив, увеличивается в мощности до 550—630 м, обогащается песчаниками и приобретает трехчленное строение. Внизу здесь преобладают массивные мелкозернистые песчаники и алевролиты, средняя часть сложена темно-серыми аргиллитами с прослоями песчаников и алевролитов, а верхняя — чередова-

нием пакетов массивных мелкозернистых песчаников и пачек переслаивания алевролитов с аргиллитами. Характерно появление и здесь в верхней части свиты 3—4 пластов криноидного песчаного известняка с обломками пелеципод, брахиопод и аммонитов.

В междуречье Большая Лаба — Бугунжа базальные слои вериютской свиты содержат *Microderoceras birchi* Sow., *Oxynoticeras oxynotum* Qu. и относятся к лотарингскому подъярсу. В других местах, где эти слои отсутствуют, свита содержит *Beaniceras cf. costatum* Buskm., *Uptonia* sp. в основании, *Uptonia cf. ingnota* Simps., *Polymorphites polymorphus* Qu., *Tropidoceras* spp., *Androgynoceras oblongum* Qu. в кровле (Живаго, 1960; «Геологическое...», 1960; Панов и др., 1964; Пилюченко, 1946; Ростовцев, Никанорова, 1970) и относится к карикскому подъярсу.

К востоку от р. Бижгон вериютская свита еще более обогащается песчаниками, в ней появляются знаки ряби, косая слоистость речного или дельтового типа, обилие растительных остатков, прослой и пласты угля и в результате уже на р. Зеленчук она замещается хумаринской свитой (карикс), залегающей в основании юрского разреза во всем Зеленчук-Чегемском районе.

Хумаринская свита характеризуется исключительно сильной фациальной изменчивостью. В большинстве разрезов по преобладанию характерных типов пород и распределению угольных пластов в ней выделяются три толщи. Подпродуктивная толща сложена массивными косослоистыми песчаниками; продуктивная представлена чередованием алевролитов и тонкослоистых мелкозернистых песчаников с отдельными невыдержанными горизонтами массивных песчаников с прослоями и пластами угля, а надпродуктивная — мощными пакетами массивных песчаников, разделенными пачками частого чередования тонкоплитчатых песчаников и алевролитов. В основании свиты повсеместно залегает базальный конгломерат, а местами отмечаются маломощные пачки глинисто-алевритовых пород с прослоями угля, выполняющие западины доюрского рельефа. На Кубано-Малкинском междуречье внутри хумаринской свиты залегают два линзовидных горизонта (до 100—120 м) вулканогенных пород андезит-дацитового состава: порфиритов, туфобрекчий, туфов, туфо-конгломератов. Нижний — индышский (Мирчинк и др., 1971) приурочен к нижней части продуктивной толщи; верхний — карасырхский, является фацией надпродуктивной толщи.

Общая мощность хумаринской свиты составляет 650—900 м в междуречье Зеленчук — Кубань, возрастает до 700—1000 м на правобережье Кубани и закономерно уменьшается к востоку до 25—85 м на Баксане и Чегеме. К северу, по направлению к Фроловско-Черкесскому поднятию и Минераловодскому выступу мощность отложений и вериютской, и хумаринской свит сокращается. Отложения обогащаются более грубым материалом, а затем и выклиниваются. Сокращение мощности свит отмечается и в южном направлении — у южного края Лабино-Малкинской зоны (Панов, Бызова, 1964).

В Бело-Урупском районе согласно на породах вериютской свиты, трансгрессивно переходя на палеозойские и триасовые образования, залегает псебайская свита (домер — низы нижнего байоса). Это очень мощная, преимущественно глинистая, толща, отличающаяся значительной фациальной изменчивостью и содержащая на разных уровнях линзовидные пачки песчаников, а в кровле — пачку алевролитов с линзовидными пластами известняков. На большей части района, от р. Белой до р. Уруп, псебайская свита подразделяется на три подсвиты («Объяснительная записка...», 1973), возраст которых

определяется многочисленными находками аммонитов («Зональное...», 1962; Казакова, 1963, 1964; Ростовцев, 1964, 1968).

Нижняя подсвета (домер) на реках Бугунж, Лаба и Уруп сложена черными аргиллитами с конкрециями сидерита (100—350 м), с ахызирским и богачинским горизонтами массивных песчаников (50—200 м) в кровле, а к западу замещается единой толщей чередования аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников (от 600 м на р. Ходзь до 60—70 м на р. Сахрай). Возраст подсветы доказан многочисленными находками *Amaltheus* spp.

Средняя подсвета (домер — средний тоар) — однородная толща аргиллитов, верхняя часть которой (400—500 м) на реках Ходзь и Сахрай фациально замещается чередованием алевролитов, мелкозернистых тонкослоистых песчаников и черных аргиллитов. Общая мощность подсветы составляет 450—800 м. В нижней части ее еще встречаются домерские *Amaltheus* spp., а выше появляются ниже-среднетоарские *Dactylioceras* cf. *tenuicostatum* J. et V., *Harpoceras exaratum* J. et V., *H.* cf. *falcifer* S o w., *Peronoceras* cf. *desplacei* O r b., *Hildoceras bifrons* В r u g.

Верхняя подсвета (верхний тоар — низы нижнего байоса) сложена черными аргиллитами с конкрециями сидерита и линзами мергеля с текстурой «cone-in-cone», с верхнетоарскими *Lillia lilli* H a u e r., *Haugia* cf. *variabilis* O r b., *Grammoceras thouarsense* O r b.; *Pseudogrammoceras fallaciosum* В a u l e и др. В ее основании на р. Малая Лаба залегает линзовидный армянский горизонт (70 м) тонкозернистых слюдистых песчаников. В бассейне Белой (разрезы р. Сюз и горы Гут) и в междуречье Малой Лабы и Урупа от размыва сохранилась самая верхняя часть (до 100—150 м) подсветы — толща комковатых алевролитов и аргиллитов с линзовидными пластами криноидных известковистых песчаников и известняков. В основании ее встречаются еще верхнетоарские *Dumortieria* sp., выше ааленские *Leioceras opalinum* R e i n., *Staufenia sinon* В a u l e, *St. opalinoidea* M a u e r., а кровля может соответствовать и низам нижнего байоса. Мощность верхней подсветы составляет 350—750 м.

К востоку от р. Бижгон нижняя псебайская подсвета и основная часть средней выклиниваются. На территории Зеленчук-Чегемского района им соответствуют по возрасту континентальные образования шоанской (домер?) и муздухской (нижний тоар?) свит, имеющие очень ограниченное распространение в междуречье Кардоника и Малки. Верхняя же подсвета и небольшая часть средней уже в бассейне Урупа замещаются джигнатской свитой (средний тоар — низы нижнего байоса), которая в Зеленчук-Чегемском районе залегает трансгрессивно на породах шоанской, муздухской и хумаринской свит («Стратиграфия...», 1960; Панов, Леонов, 1959).

Шоанская свита (домер?) с размывом, а местами и с угловым несогласием залегает на породах хумаринской свиты и с размывом перекрыта муздухской или джигнатской свитами. Она сложена лавами, лавобрекчиями, реже туфами и туфобрекчиями андезитовых и андезит-базальтовых порфиритов. Мощность свиты 150—230 м вблизи центров излияний, а при удалении от них резко уменьшается. Возраст определяется условно, по стратиграфическому положению.

С размывом на породы шоанской и хумаринской свит и связанные с ними субвулканические образования налегает *муздухская свита* (нижний тоар?). Она сложена светло-серыми, разнозернистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, чередующимися с пачками алевролитов. Для нее характерна резкая изменчивость, обилие обломков разрушенных вулканогенных пород, растительных остатков, обломков стволов деревьев, тонких пропластков алло-

хтонного угля. Мощность меняется на небольших расстояниях от 100—120 м до полного выклинивания. Возраст свиты определяется также условно, по стратиграфическому положению.

Джигиатская свита (средний тоар — низы нижнего байоса) обычно подразделяется на три подсвиты. Нижняя (средний тоар) сложена преимущественно черными аргиллитами с конкрециями сидерита, с *Dactyloceras commune* Sow., *Hildoceras bifrons* Bug. (100—350 м). В основании ее залегает пласт краснобурого железистого гравелита или песчаника. Средняя подсвита (верхний тоар) — это толща зеленовато-серых, тонкозернистых, тонкослоистых песчаников и скорлуповатых алевролитов, с прослоями конкреционного конгломерата и линзами органогенного известняка с многочисленными *Grammoceras thour-sense* Orb., *Pseudogrammoceras fallaciosum* Baule и др. (до 150—280 м). Верхняя подсвита (верхний тоар, аален и местами — низы нижнего байоса) сложена черными аргиллитами с конкрециями сидерита, с прослоями конкреционного конгломерата и тонкозернистого песчаника, с линзовидными пластами оолитового железняка и железистого мергеля, внизу с верхнетоарскими *Dumortieria* spp., а выше с ааленскими *Leioceras opalinum* Rein, *Staufenia sinon* Baule, *St. opalinoides* Mauey, *St. staufensis* Opp. В наиболее полных разрезах в кровле ее появляются алевролиты с пластами крупнозернистого песчаника с верхнеааленскими *Ludwigia concava* Sow. и нижебайосскими *Hyperlioceras* sp. Мощность подсвиты достигает 60—140 м.

В междуречье Уруп — Кубань верхняя часть подсвиты фациально замещается линзовидной пачкой (1—15 м) органогенно-обломочных криноидных известняков с железистыми оолитами. В крайних северных разрезах эта пачка замещает только самую верхнюю часть подсвиты, соответствующую низам нижнего байоса (зона *Sonninia sowerbyi*). Южнее известняки замещают все более низкие слои верхнеджигиатской подсвиты и стратиграфический объем пачки увеличивается. Максимум он достигает на водоразделе Уруп — Бижгон, где пачка известняков соответствует верхам верхнего тоара, всему аалену и низам нижнего байоса (Казакова, 1975).

В северной части Кубано-Малкинского водораздела и на левобережье Кубани с приближением к Минераловодскому выступу происходит последовательное выклинивание сначала нижней, затем средней и, наконец, верхней подсвит, каждая из которых при этом опесчанивается и сокращается в мощности. Псебайская свита по направлению к северу также выклинивается на некоторых структурах Фроловско-Черкесского поднятия. Сокращение мощности и псебайской и джигиатской свит отмечается и к югу, у южного края Лабино-Малкинской зоны.

На территории от р. Ходзь на западе до р. Малка на востоке на породы псебайской, джигиатской и хумаринской свит резко трансгрессивно налегает *Джангурская свита* (байос — нижний бат). Эта однообразная толща аргиллитов и алевролитов с редкими пластами песчаника, с линзовидными прослоями черного пелитоморфного известняка и скоплениями сидеритовых конкреций трансгрессивно перекрывается верхнеюрскими отложениями.

В междуречье Уруп — Кардоник в основании свиты залегают черные аргиллиты (200—300 м) с прослоями песчаников и алевролитов с нижебайосскими *Sonninia* sp., *Stephanoceras nodosum* Qu. и др. Выше следуют глины и алевролиты (80—150 м) с верхнебайосскими *Leptosphinctes* spp., *Garantiana* spp., *Strenoceras subfurcatum* Ziet., *Parkinsonia rarecostata* Buskm. На них лежит пачка (2—15) разномыслистых аркозовых песчаников с биотитом, за которой следует верхняя толща глин (300—400 м) с верхнебайосскими

Parkinsonia parkinsoni S o w. внизу и нижнебатскими *Lissoceras psilodiscus* S c h l. и *Oppelia* aff. *fusca* Q u. вверху (Безносков, 1967).

В более северных выходах на Урупе и Кубани толща нижнебайосских аргиллитов фациально замещается пачкой (5—15 м) песчаников и гравелитов, а далее к северо-западу и северо-востоку совсем выклинивается и в составе свиты остаются только верхнебайосские (и местами нижнебатские) образования, мощность которых колеблется в зависимости от предверхнеюрского размыва от 150—500 м до 0. К востоку от р. Малка нижнебатские отложения выклиниваются, мощность верхнебайосских уменьшаются, а нижнебайосских — увеличивается и джангурская свита замещается джорской.

Джорская свита (байос) резко трансгрессивно налегает на все подстилающие образования, с размывом перекрыта свитой Сарыдюз или верхнеюрскими отложениями и подразделяется на две подсвиты («Стратиграфия...», 1960). Нижняя подсвита (нижний байос), отличающаяся значительной фациальной изменчивостью, сложена аргиллитами с караваями сидерита и мергелистого алевролита, с линзовидными пачками аркозовых песчаников внизу и вверху, с *Emileia* cf. *brocchi* S o w. (Сайянец и др., 1970), *Otoites golubevi* K r i m h. (Крымголец, 1961), *Stephanoceras humphriesianum* S o w., *Dorsetensia romani* O r r. и др. Мощность ее уменьшается в северо-западном направлении от 500—800 м до 0. Верхняя подсвита (верхний байос) сложена серыми слюдистыми алевролитами со стяжениями известковистого песчаника и линзами мергелистого алевролита с *Partschiceras abichi* U h l., *Parkinsonia* ex gr. *rarecostata* B u c k m. (Безносков, 1967). Мощность ее меняется от 260—300 м до 0.

В бассейнах Тызыла и Баксана разрез ниже-среднеюрских отложений венчается *свитой Сарыдюз* (бат?). Она с размывом налегает на джорскую свиту и трансгрессивно перекрывается верхнеюрскими, в частности нижнекекелловейскими, отложениями. Свита сложена светлыми, рыхлыми, грубозернистыми песчаниками мощностью 30—90 м. Возраст ее определяется стратиграфическим положением.

Западное Предкавказье

В Западном Предкавказье широкое распространение ниже-среднеюрских отложений установлено бурением в пределах Беломечетской синклинали и юго-восточной части Тихорецко-Кропоткинской впадины, где в юрское время располагалась единая Восточно-Кубанская впадина («Литологические...», 1970; «Основные черты...», 1972; «Объяснительная записка...», 1973; Горлов, Дьяконов, 1972; Живаго, 1960; Ростовцев; Никанорова, 1970; Пустильников, Корнеев, 1971). На южном борту впадины на северных крыльях складок Фроловско-Черкесского поднятия они с размывом налегают на палеозойские гранитоиды и построены так же, как в Зеленчук-Чегемском районе. Хумаринская свита (карик) содержит здесь валуны подстилающих гранитов, выклинивается на своде поднятия и быстро увеличивает свою мощность до 600—850 м к осевой части впадины. Джигитская свита выклинивается на Урупской и Черкесской площадях и достигает 300—325 м на Фроловской. Джангурская свита (верхний байос) на крыльях складок достигает мощности 200—470 м.

На северо-восточном и юго-западном бортах впадины в основании юрского разреза также залегает толща (50—250 м) светло-серых разнородных кварцевых песчаников и гравелитов с прослоями и пачками алевролитов и аргиллитов, с обилием растительных остатков, которая несогласно перекрывает палеозойские и триасовые образования и сопоставляется с хумаринской свитой

(карике). На ней с размывом, с базальным конгломератом (до 10 м) в основании залегает толща (130—520 м) аргиллитов с редкими прослоями алевролитов, песчаников и органогенно-обломочных известняков с *Hildoceras sublevisoni* F u c., *Grammoceras thouarsense* O r b., *Pseudogrammoceras* ex gr. *fallaciosum* В а у л е, *Pseudolioceras beyrichi* S c h l., *Ludwigia wilsoni* В u c k m. и др. По фаунистической характеристике и стратиграфическому положению эта толща аналогична джигатской свите (средний тоар — аален, низы нижнего байоса), но по составу отличается от нее, напоминая псебайскую свиту. Выше с размывом залегает толща (до 550 м) аргиллитов с редкими *Perisphinctes* sp., местами с пачками алевролитов и песчаников в верхней части, сопоставляющаяся с джангурской свитой — верхний байос и (?) нижний бат.

В осевой части Восточно-Кубанской впадины ниже-среднеюрские отложения скважинами не пройдены. Общая мощность их предположительно оценивается в 2000—3000 м. В этих районах часть песчаниковых пачек фациально замещается глинами. По периферии впадины, напротив, отмечается поглубение осадков и последовательное выклинивание всех горизонтов.

По-видимому, сопоставимые толщи ниже-среднеюрских отложений вскрыты в Копанской синклинали. Но мощность здесь не превышает 500 м и разрез, вероятно, неполон.

Присутствие ниже-среднеюрских отложений мощностью до 1500 м предполагается на Тимашевской ступени. Однако отнесение к средней юре (по сопоставлению с ааленской свитой горы Индок), вскрытой на Медведовской площади толщи (1100 м) кварцевых порфиров, их туфов и туфопесчаников (Аладатов и др., 1970), вызывает пока большие сомнения. На территории Западно-Кубанского краевого прогиба также предполагается широкое распространение ниже-среднеюрских отложений в виде толщи преимущественно глинистых пород с подчиненным количеством песчаников. Мощность ее оценивается от 2500—3000 до 4000 м, из которых 1500—2000 м должны принадлежать нижней юре — аалену.

Восточное Предкавказье

В Восточном Предкавказье ниже-среднеюрские отложения вскрыты бурением на территории к востоку от меридиана г. Элиста и к северу от линии, соединяющей города Прикумск и Терекли-Мектеб. Здесь они несогласно залегают на различных палеозойских и триасовых образованиях и расчленяются на четыре свиты, возраст которых определяется весьма приблизительно по единичным находкам аммонитов и сопоставлению со сходными по составу и стратиграфическому положению свитами Лабино-Малкинской зоны и Северного Дагестана (Безносков, 1972; «Объяснительная записка...», 1973; Ростовцев, Никанорова, 1970).

Нижняя — *олейниковская свита* (нижняя юра), распространенная только в пределах кряжа Карпинского, сложена косослойными песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями угля (до 350 м). *Промысловская свита* (верхний? тоар — низы нижнего байоса?) с размывом залегает на олейниковской, трансгрессивно переходя в Восточно-Маньчском прогибе и на Прикумско-Тюленевском валу на доюрские образования. Она сложена неравномерно чередующимися песчаниками и глинисто-алевролитовыми пачками, содержит растительные остатки нижеюрского облика и достигает мощности 50—300 м. *Джанайская свита* (байос) залегает с размывом на промысловской, трансгрессивно переходя на более древние образования в восточной части Прикумско-

Тюленевского вала. Внизу (50—250 м) это разнородные песчаники и гравелиты с подчиненными пластами глин и алевролитов, а в верхней части (до 200 м) — глины и алевролиты с единичными *Stephanoceras* и *Garantiana*. Салхинская свита (верхний байос) залегает с размывом на джанайской и трансгрессивно перекрывается верхней юрой или нижним мелом. Нижняя часть ее (10—150 м) сложена песчаниками, гравелитами и алевролитами, а верхняя (50—100 м) — глинами и алевролитами с *Garantiana* sp., *Parkinsonia parkinsoni* Sow. и др.

Предполагается, что ниже-среднеюрские отложения присутствуют на территории Терско-Каспийского краевого прогиба, а среднеюрские распространены и далее в южной части Кизлярской ступени и Чернолесской впадины («Литологические...», 1970; «Основные черты...», 1972; Борисенко и др., 1972; Ермаков, Гришина, 1972). Однако объективных данных о их строении и мощности пока нет.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Ниже-среднеюрские отложения на территории Большого Кавказа отличаются очень четко выраженной продольной фациальной зональностью. Это позволяет выделить здесь ряд структурно-фациальных зон, протягивающихся на значительные расстояния по простиранию и быстро сменяющих друг друга вкрест простирания геосинклинали. Каждая из зон характеризуется только ей свойственным типом разреза и соответствует крупным тектоническим элементам ранне-среднеюрской геосинклинали.

Помимо продольной существует и поперечная зональность, затрудняющая прослеживание продольных зон по всему Большому Кавказу. Наиболее детально структурно-фациальное районирование разработано для Центрального Кавказа (Кабанова и др., 1969; Леонов, 1966). Оно применимо и для Западного Кавказа (к западу от Белой и Мзымты), но там появляется новая Гойтхско-Ачишхинская зона, отсутствовавшая в Центральном Кавказе. Для Восточного Кавказа (к востоку от Терека) районирование пока еще слабо разработано. Там выделяются свои структурно-фациальные зоны, которые лишь весьма условно сопоставляются с таковыми на Центральном Кавказе.

Ограничивавшая геосинклинали Большого Кавказа с севера Тырныауз-Пшекишская шовная зона на большем своем протяжении была выражена в ранне-среднеюрское время одним глубинным разломом. Но на западном (бассейн р. Белой) и восточном (междуречье Баксана и Чегема) окончаниях она имеет более сложное строение и состоит из одного или нескольких узких блоков, ограниченных разломами. Ниже-среднеюрские отложения в этих блоках отличаются исключительной фациальной изменчивостью и резкими (вплоть до выпадения из разреза) колебаниями мощностей всех стратиграфических подразделений.

Северному борту геосинклинали на Центральном Кавказе соответствуют Архыз-Гузеришльская (западная, более приподнятая часть) и Дигоро-Осетинская (восточная, относительно опущенная часть) зоны. Ниже-среднеюрские отложения характеризуются здесь относительно меньшей мощностью (2000—4000 м) и более грубозернистым составом пород, наличием местных перерывов, более четкой стратификацией. На Восточном Кавказе северному борту геосинклинали может соответствовать Внешняя зона Горного Дагестана (Романов, 1968) или зоны Известнякового и Юго-Восточного Дагестана («Объяснительная записка...», 1973). Там разрез нижней и средней юры уже непрерывный и до-

статочно мощный, но тоарские и ааленские отложения также представлены более грубозернистыми, песчаными или даже угленосными фациями. Особое место занимает Восточно-Балкарская зона, которая в среднем лейасе представляется собой обособленный прогиб на северном борту геосинклинали, в тоаре — аалене — самый край северного борта геосинклинали, а в байосе здесь развивается самостоятельный прогиб с интенсивным вулканизмом.

Осовой части геосинклинали на Центральном Кавказе соответствует Бзыбско-Казбекская зона. Нижне- и среднеюрские отложения образуют там очень мощную (до 10 000—12 000 м) непрерывную толщу преимущественно глинисто-алевритовых пород. На Западном Кавказе к Бзыбско-Казбекской зоне примыкает Гойтхско-Ачишхинская. В ранней юре она составляла часть предыдущей, а в аалене развилась в самостоятельный глубокий прогиб с интенсивным вулканизмом. На Восточном Кавказе осевая часть геосинклинали располагалась, видимо, на месте Внутренней зоны Горного Дагестана (Романов, 1968), где нижне-среднеюрские отложения также имеют непрерывный разрез и представлены преимущественно глинистыми фациями.

Южному борту геосинклинали на Центральном и Западном Кавказе соответствует Абхазско-Рачинская зона, выделяющаяся менее отчетливо и отличающаяся от Бзыбско-Казбекской более грубозернистым составом пород и меньшими мощностями лейаса — аалена. Байос здесь полностью замещается вулканогенными образованиями, а в бате у южного края зоны появляются континентальные угленосные толщи. На Восточном Кавказе южный борт геосинклинали мог располагаться на месте Алазано-Агричайской депрессии.

На юге геосинклиналь Большого Кавказа отделялась от Закавказского срединного массива Кахетино-Лечхумской (на востоке Кахетино-Дашюзской) шовной зоной, которая в ранне-среднеюрское время была, видимо, выражена одним крупным разломом.

Тырныауз-Пшекишская и Восточно-Балкарская зоны

В Тырныауз-Пшекишской шовной зоне нижне- и среднеюрские отложения обнажаются на ее западном окончании в бассейне р. Белой, где выполняют Дудугушскую синклиналь, и на восточном окончании, в бассейне Чегема и Баксана. Буровыми скважинами 8 и 1-гл. Церик-Гельской площади они вскрываются под покровом верхнеюрских отложений на восточном продолжении зоны в долинах Безингийского и Балкарского Черекор (Сайянец и др., 1970). В Восточно-Балкарской зоне, располагающейся южнее, нижне- и среднеюрские отложения обнажаются на северо-восточном крыле Балкаро-Дигорского горст-антиклинального поднятия в долинах рек Чегем, Черек, Псыгансу и вскрываются буровыми скважинами 6, 7, 2 Церик-Гельской площади в долине Череха. Разрезы этих отложений в обеих зонах очень близки («Стратиграфия...», 1960; Панов, 1962; Панов, Бызова, 1964).

В основании разреза здесь местами присутствуют маломощные (до 60—80 м) толщи пород, относящиеся к вериютской (на западе) и хумаринской (на востоке) свитам. В большинстве же случаев резко несогласно на всех доюрских образованиях залегает *безингийская свита* (домер — нижний тоар). Базальный горизонт ее, крайне изменчивой мощности (0—45 м), сложен линзовидно чередующимися слоями грубозернистых кварцевых песчаников, гравелистов, конгломератов и черных углистых алевролитов, которые местами замещаются мощными линзами валунно-галечного конгломерата. Средняя часть безингийской свиты сложена аргиллитами и слюдистыми алевролитами с караваем

сидерита и мергелистого алевролита и пластами известняка с растительными остатками, пелециподами, брахиоподами, белемнитами и домерскими аммонитами *Amaltheus depressus* Simps., а верхняя — серыми рыхлыми песчаниками со стяжениями плотного ожелезненного песчаника и алевролитов. В некоторых разрезах в кровле свиты присутствует пачка (6 м) аргилитов с нижнетюарскими *Dactyloceras* ex gr. *semicelatum* Simps. Общая мощность свиты в Восточно-Балкарской зоне составляет 50—190 м, а в Тырныауз-Пшекишской резко меняется от 250 м в прогибах до полного выклинивания на поднятых блоках. Возраст основной части свиты определяется как домерский. Самая верхняя часть ее (с *Dactyloceras*) частично, а в Дудугушской и Кестантинской синклиналях, где переход к вышележащей джигиатской свите непрерывный, видимо, полностью захватывает и нижний тоар.

Вышележащая *джигиатская свита* (средний тоар — низы нижнего байоса) в прогибах Тырныауз-Пшекишской зоны связана с безингийской постепенным переходом, а на приподнятых блоках этой зоны и во всей Восточно-Балкарской зоне залегает трансгрессивно на разных горизонтах безингийской свиты или на доюрских образованиях. В этом случае в основании ее прослеживается маркирующий пласт красно-бурого гравелита или пачка (до 50 м) мелкозернистых песчаников и алевролитов с железистыми конкрециями и несколькими пластами того же гравелита. Джигиатская свита имеет здесь такое же строение, как и в Зеленчук-Чегемском районе и также делится на три подсвиты.

Нижняя подсвита содержит *Dactyloceras commune* Sow. и относится к среднему тоару. Средняя подсвита с *Lillia* ex gr. *lilli* Haue., *Naugia eseri* Orp., *Grammoceras* spp., *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Dumortieria* spp. охватывает весь верхний тоар, а верхняя обычно содержит *Leioceras opalinum* Rein., *Staufenia* sinon Bayle, *Ludwigia bradfordensis* Uckm. и соответствует всему нижнему аалену и нижней части верхнего. В осевой части Кестантинской синклинали (вероятно, и в Дудугушской) сохранились самые верхние горизонты верхней подсвиты, представленные аргиллитами с линзовидными пачками разнотернистых песчаников и конгломератобрекчий из обломков юрских пород, с *Ludwigia concava* Sow., *Fontannesia grammoceroides* Uckm. Эта пачка, имеющая явно регрессивный характер, относится уже к верхней части верхнего аалена и низам нижнего байоса. Общая мощность джигиатской свиты в Восточно-Балкарской зоне составляет 200—400 м, а в Тырныауз-Пшекишской она резко меняется от 1300—1700 м в Дудугушской и Кестантинской синклиналях до полного выклинивания на приподнятых блоках.

С размывом, а в Тырныауз-Пшекишской зоне местами и с угловым несогласием на все юрские и доюрские образования налегает *джорская свита* (байос). Как и в Зеленчук-Чегемском районе, она подразделяется на две подсвиты. Нижняя — с *Sonninia* sp., *Otoites* sp., *Stephanoceras* spp. принадлежит нижнему байосу, а верхняя — с *Oppelia subradiata* Sow., *Strenoceras* cf. *subfurcatum* Schl. — соответствует верхнему байосу.

Нижняя джорская подсвита в наиболее глубоких прогибах Тырныауз-Пшекишской зоны представлена однородной глинистой толщей и достигает мощности 800—900 м. На самых приподнятых блоках, напротив, она почти полностью замещается массивными аркозовыми песчаниками, заключает в нижней части линзы глыбовых осадочных брекчий и уменьшается в мощности до 400—500 м. На остальной части Тырныауз-Пшекишской зоны подсвита имеет обычное трехчленное строение с преобладанием песчаников внизу и вверху и глинисто-алевролитовых пород в средней части.

В Восточно-Балкарской зоне нижнеджорская подсвита, имеющая аналогичное строение, увеличивается в мощности до 900—1000 м, главным образом за счет средней глинистой части и заключает в себе три вулканогенных горизонта. Нижний, располагающийся в 100—150 м от подошвы подсвиты, образован выклинивающимися покровами базальтовых мандельштейновых порфиров, реже спилитов и линзовидными пачками их туфов и туфобрекчий, чередующимися с пачками аргиллитов, и достигает 150—200 м мощности. Второй горизонт (10—30 м), залегающий в нескольких десятках метров выше первого, сложен белыми трахитами * и их туфами. Еще на 100 м выше располагается третий — хуламский горизонт (до 200 м), образованный лавовыми покровами розовых трахитов, их лавобрекчиями, туфобрекчиями и туфами с отдельными пластами алевролитов. Все вулканогенные пачки залегают внутри единой глинистой толщи, имеют линзовидный характер и быстро выклиниваются по простиранию, замещаясь аргиллитами, содержащими оплавленные лапилли и бомбы тех же вулканических пород и линзы туфов. Многочисленные субвулканические тела раннебайосского возраста (силлы, дайки, микролакколиты) образованы диабазами, эссекситами — тешенитами и обеими разновидностями трахитов.

Верхнеджорская подсвита, представленная однородными толщами аргиллитов и алевролитов, местами достигает мощности 300—400 м. Но во многих случаях она уничтожена предверхнеюрским размывом.

Архыз-Гузерицкая зона

В Архыз-Гузерицкой зоне, соответствующей приподнятому участку северного борта геосинклинали, ниже-среднеюрские отложения выполняют несколько грабен-синклинальных депрессий в пределах современного антиклинория Главного хребта. Местами они в виде небольших останцов сохранились также на сводах горст-антиклинальных поднятий. Разрез этих отложений имеет ряд перерывов, а на центральном участке (между Малой Лабой и Кубанью) отличается значительной неполнотой. Большой мощностью и широким распространением обладают здесь только тоарские и ааленские отложения, домерские распространены спорадически, а лотаринско-карикские сравнительно маломощны и представлены так же, как и в Лабино-Малкинской зоне. Характерно полное отсутствие вулканитов («Объяснительная записка...», 1973; Панов и др., 1964; Ростовцев, 1967).

В западной части Архыз-Гузерицкой зоны (реки Белая, Киша, Алоус) на доюрском основании резко несогласно залегают *верийотская свита*. Она имеет здесь такое же строение, как и в типовых разрезах Бугунж — Малая Лаба, и достигает мощности 100—250 м. Единичные находки аммонитов *Arietites cf. pseudospiralis* V a d., *Uptonia cf. jamesoni* S o w. показывают, что ее низы соответствуют лотарингию, а основная часть карикскому подъярсу. Восточнее, на Центральном участке, на бортах Загеданской, Архызской и Аксаут-Софийской депрессий, в составе верийотской свиты постепенно возрастает роль песчаников. Она приобретает трехчленное строение, характерное для разрезов междуречья Уруп — Бижгон и, как и там, принадлежит, видимо, уже целиком карикскому подъярсу.

Еще далее к востоку, в бассейнах Кубани и Баксана, в разрезе появляются многочисленные растительные остатки, прослой угля и верийотская свита

* Названия пород даны по А. М. Борсуку и А. А. Цветкову (1973).

фациально замещается угленосной *хумаринской свитой*, которая обнажается у перевала Муху, на хр. Мусатчери и залегает в основании разреза Кыртыкской впадины. Хумаринская свита здесь несогласно налегает на древние кристаллические породы, достигает мощности 150—280 м, имеет такое же строение, как в Зеленчук-Чегемском районе, и должна относиться к карикскому подъярсу.

На западном (реки Белая, КИша, Алоус) и восточном (р. Кыртык) участках по резкой литологической границе, а местами и с размывом, с невыдержанным прослоем конгломерата в основании, на породы вериютской и хумаринской свит налегает *чубинская свита* (домер). В районе Инженерного хребта (р. Белая), а возможно, и в бассейне Пшехи она местами трансгрессивно переходит непосредственно на породы палеозоя и триаса. Свита характеризуется значительной фациальной изменчивостью. На правом берегу Пшехи она представлена двумя пачками аргиллитов, разделенными бодецким горизонтом песчаников, и имеет видимую мощность 250—370 м (подошва не вскрыта). Верхняя пачка содержит домерские *Amaltheus margaritatus* Montf. В бассейне Белая — Алоус чубинская свита представляет собой толщу флишеидного чередования аргиллитов, алевролитов и тонкозернистых песчаников, которая в основании и в средней части включает линзовидные пачки массивных среднезернистых песчаников. В верхах свиты здесь найдены домерские *Amaltheus depressus* Simps., *A. cf. margaritatus* Montf. Ее мощность на р. Белой 250—450 м, а на р. Алоус сокращается до 70 м. Далее к востоку на центральном участке свита выклинивается и появляется вновь только в Кыртыкской впадине, где имеет такое же строение, как на Пшехе, и достигает мощности 600 м. Нижняя и верхняя части сложены здесь аргиллитами с домерскими *Amaltheus margaritatus* Montf., *A. depressus* Simps., а средняя — светлыми разнозернистыми песчаниками.

На Западном и Восточном участках на породы чубинской свиты, а на Центральном — непосредственно на вериютскую свиту трансгрессивно налегает мощная толща глинисто-алевритовых пород среднего, верхнего тоара и аалена, которая на р. Пшеха выделена под названием *тубинской свиты*. В основании ее на р. Пшеха залегает базальный конгломерат, на р. Белой — пласт органогенного криноидного известняка, в Архызской и Аксаут-Софийской депрессиях — пласти гравелита и конгломерата, на р. Кыртык — пачка грубозернистых песчаников. Основная часть толщи сложена черными аргиллитами, которые в нижней части иногда переслаиваются (полосчато) с алевролитами, а на р. Кыртык содержат линзовидные пачки грубозернистых песчаников. Присутствие в ней средне- и верхнетоярских отложений доказано повсеместно находками *Peronoceras* spp., *Grammoceras thouarsense* Orb., *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle. Верхняя зона верхнего тоара и ааленский ярус фаунистически установлены только на правом берегу р. Пшеха находками *Dumortieria* spp., *Leioceras opalinum* Rein., *Staufenia sinon* Bayle но, вероятно, присутствуют во всех более или менее полных разрезах. Мощность толщи достигает местами 2000—2300 м (Гофман и др., 1960, оценивают ее на Пшехе в 6000 м). На левобережье Белой все описанные выше толщи несогласно перекрыты верхнеюрскими отложениями.

Дигоро-Осетинская зона

Дигоро-Осетинская зона является восточным продолжением предыдущей и соответствует более опущенному участку северного борта геосинклинали. Нижне- и среднеюрские отложения обнажаются здесь на северо-восточном

погружении Балкаро-Дигорского горст-антиклинального поднятия, выполняют Штулу-Харесскую грабен-синклиналь и слагают обширные поля в междуречье Ардона и Терека к северу от Бурон-Ларского разлома. Как и в Архыз-Гузерицкой зоне, основную роль среди них играют мощные глинистые толщи тоара — аалена, а домерские отложения сравнительно маломощны. Однако разрез здесь более полный. Домерские отложения распространены повсеместно, переход от них к тоарским непрерывен в связи с появлением отложений нижнего тоара, а на отдельных участках присутствуют и байосские отложения. В составе отложений синемюра — ? карикса, присутствующих в южной части зоны, существенную роль играют уже вулканогенные породы (Ажгирей, 1960; «Стратиграфия...», 1960; Леонов, 1961; Панов, 1968).

Нижняя часть юрского разреза Дигоро-Осетинской зоны — толща вулканогенных и грубозернистых терригенных пород — выделяется под названием *кистинской свиты* (синемюр — ? карикс). Она несогласно налегает на кристаллические породы палеозойского фундамента и обычно делится на две части. Нижняя часть («базальный» и «графитовый» горизонты) сложена разнозернистыми песчаниками, гравелитами, углистыми глинистыми сланцами и алевролитами с линзами лав и туфов, с растительными остатками и иногда с раковинами пелеципод. Местами встречаются линзы известняков с брахиоподами и единичные аммониты плохой сохранности. Верхняя часть («вулканогенный», или «кератофиновый», горизонт) образована покровами альбитизированных порфиритов, туфами, туфобрекчиями андезит-дацитового состава и подчиненными прослоями терригенных пород. Все эти слои, фациально переходя друг в друга, образуют единую свиту, мощность которой в бассейнах Ардона и Фиагдона меняется от 250—350 до 700—900 м, а на Айгамуге и в Штулу-Харесской депрессии не превышает 120—230 м. На западном продолжении последней (истоки Черка Безингийского, перевалы Твибер и Китлод) и в пределах Балкаро-Дигорского поднятия кистинская свита выклинивается. Возраст ее устанавливается в Бзыбско-Казбекской зоне.

С размывом на кистинской свите, а там, где последняя отсутствует, несогласно на доюрских образованиях залегает *мизурская свита* (домер). Обычно она четко делится на три горизонта. Нижний, базальный, горизонт (0—35 м) сложен светло-серыми разнозернистыми, массивными песчаниками и гравелитами, чередующимися с черными аргиллитами и алевролитами с растительными остатками. Средний горизонт (30—50 м) сложен черными аргиллитами и алевролитами с конкрециями сидерита и пластинами известняка с остатками пелеципод, гастропод и домерскими аммонитами *Amaltheus* sp., а верхний, составляющий основную часть свиты (250—300 м), представлен характерной толщей серых мелкозернистых песчаников с маломощными прослоями алевролитов с многочисленными *Amaltheus* spp. В Штулу-Харесской депрессии и южной части Ардон-Терекского междуречья мизурская свита обогащается глинисто-алевролитовыми породами, увеличивается в мощности до 700—1100 м и в отдельных случаях залегает на кистинской согласно, без перерыва. Но на крыльях Адайхохского, Балкаро-Дигорского и Шхарского поднятий она местами вновь сокращает свою мощность до 70—300 м, а кое-где, возможно, и выклинивается.

Мизурскую свиту вверх по разрезу постепенно сменяет *ардонская свита* (тоар — низы нижнего байоса), трансгрессивно переходящая в местах отсутствия мизурской непосредственно на палеозойский фундамент. Ардонская свита — это мощная (до 1000—2500 м) и однообразная серия преимущественно глинисто-алевролитовых пород, в которой по литологическим признакам местами выделяется семь толщ. В основании залегает толща (50—100 м) чередования

алевролитов с песчаниками, аналогичными мизурским (I), выше (II) — аргиллиты с конкрециями сидерита (110—700 м). Обе толщи содержат *Dactyloceras semicelatum* Simps. и относятся к нижнему тоару. Далее следует толща (170—800 м) алевролитов с частыми прослоями мелкозернистых песчаников и линзовидными пластами органогенно-обломочного известняка с *Dactyloceras commune* Sow., принадлежащая среднему тоару (III). На ней залегает толща (до 430 м) песчано-глинистых алевролитов с линзовидными пластами мергелистого алевролита, венчающаяся пачкой песчаников или алевролитов с *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Dumortieria gundershofensis* Вуск м., соответствующая верхнему тоару (IV). Выше располагаются однообразные черные аргиллиты и глинистые алевролиты (200—300 м) с *Dumortieria* sp., *Pleydellia mactra* Dum., *Leioceras opalinum* Rein., отвечающие верхам верхнего тоара и нижнему аалену (V). За ними следует толща (до 600 м) чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов (VI) и глинисто-алевролитовая (VII) толща (до 500 м). Обе они содержат прослой известняков-ракушечников, конкреционных конгломератов, линзы мергелистого алевролита и конкреции сидерита с *Staufenia sinon* Bayle и принадлежат верхнему аалену. В наиболее полных разрезах по Геналдону, Тереку и Армхи от размыва сохранилась самая верхняя часть глинисто-алевролитовой толщи с *Braunsella* aff. *rotabilis* Вуск м., соответствующая уже верхам аалена и низам нижнего байоса.

На разные горизонты ардонской свиты трансгрессивно налегает *джорская свита* (байос) — мощная, однородная, глинисто-алевролитовая толща с линзами мергелистого алевролита и караваями сидерита. Нижняя часть ее (до 700 м) содержит *Stephanoceras humphriesianum* Sow. и относится к нижнему байосу, а верхняя (700—800 м) с *Leptosphinctes* spp. и *Parkinsonia rarecostata* Вуск м. (Безносов, 1967) — к верхнему. В бассейне Геналдона нижнебайосская часть свиты заключает довольно мощные пачки аркозовых песчаников в основании и в кровле и строение свиты в целом приближается к таковому в типовом разрезе.

Бзыбско-Казбекская и Абхазско-Рачинская зоны

Осовой части ранне-среднеюрской геосинклинали на Центральном Кавказе соответствует Бзыбско-Казбекская зона (см. рис. 23). Нижне- и среднеюрские отложения выполняют здесь Псеашхинскую, Домбайскую и южную часть Штулу-Харесской депрессий, обнажаются в «зоне Южного склона» (Милановский, Хаин, 1963, 1964) в истоках Мзымты, в верховьях Бзыби, Кодора и их притоков, Ингури, Риони и Терека и слагают Дарьяло-Богосский антиклинорий между Бурон-Ларским разломом на севере и флишевым Чиаурским синклинорием на юге.

К югу от Бзыбско-Казбекской располагается Абхазско-Рачинская зона, соответствующая на Центральном Кавказе южному борту геосинклинали и выделяющаяся по широкому распространению байосской «порфиритовой» серии. Нижнеюрские и ааленские отложения вскрываются здесь в ядрах крупных антиклиналей: Гумистинской, Кодорской, Окумской, Сорской и др.

В каждой из зон нижне- и среднеюрские отложения характеризуются постоянством своего строения, а их нижние горизонты очень сходны в обеих зонах (Кахадзе, 1947; Нуцубидзе и др., 1972). Это позволяет использовать для всей Бзыбско-Казбекской зоны стратиграфическую схему, разработанную В. П. Ренгартемом (1932, 1941) в бассейне Терека с дополнениями В. И. Зеса-

швили (1964, 1970) по верховьям Риони, а для всей Абхазско-Рачинской зоны — стратиграфическую схему И. Р. Кахадзе (1947).

В основании разреза обеих зон, трансгрессивно перекрывая все доюрские образования, залегает *кистинская свита* (синемюр — ? карикс)*. Как и в Дигоро-Осетинской зоне, она представляет собой фациально изменчивую толщу грубозернистых терригенных и вулканогенных пород, но терригенные здесь резко преобладают, иногда целиком слагая свиту. Для кистинской свиты наиболее характерны разнозернистые, местами аркозовые песчаники, кварциты и особенно плотные кварцевые гравелиты, чередующиеся с черными углистыми глинисто-алевритовыми сланцами иногда также с гравийными зернами кварца, с обугленными остатками растений, а местами с пелециподами и аммонитами плохой сохранности. В основании свиты встречаются прослой и линзы конгломератов. Вулканогенные породы, хотя и играют подчиненную роль, распространены почти повсеместно. Обычно они представлены рассланцованными туфами, реже туфобрекчиями альбитофиров и кварцевых порфиритов.

На периферии Адайхохского, Шхарского и Тебердинского поднятий кистинская свита имеет мощность не более 30—250 м, а местами (верхове Бада, район Квиши) выклинивается. На остальной части Бзыбско-Казбекской зоны мощность ее составляет 300—600 м, достигая 800 м на горе Чугуш и 1000 м в истоках Гизельдона. На южном крыле Дарьяло-Богосского антиклинория в верховьях Ардона, Фиагдона и у ледника Майли мощность кистинской свиты увеличивается до 1500—2000 м и в значительной степени свита замещается глинистыми сланцами (Шевченко, 1962, 1969).

У южной границы Бзыбско-Казбекской зоны в бассейне Кодора, по р. Чхалта, в истоках Гумисты, Келасури и по р. Ахей (по В. П. Цетлину) обнажающаяся часть кистинской свиты (подошва ее не вскрыта) имеет двучленное строение. Внизу это толща (300—400 м) черных углистых аргиллитов и алевролитов с редкими прослоями песчаника, а вверху — толща (300 м) светло-серых мелкозернистых массивных песчаников, чередующихся с пачками алевролитов. С верхней толщей связаны пласты аркозовых крупнозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов, линзы светлых альбитофиров и их туфов, а также линзы (до 100 м) известняков с обилием брахиопод, пелеципод, криноидей и т. п. Комплекс брахиопод включает формы, известные из нижнего и среднего лейаса и часто встречающиеся в горизонте известняка, венчающем вериютскую свиту (Балуховский, 1964). В бассейне р. Ахей нижняя толща отнесена М. А. Беридзе и др. (1972) к анчхойской свите и датируется ааленом, а верхняя толща, в которой здесь преобладают глинистые сланцы, выделена в ахейскую свиту (тоар).

Южнее, уже в Абхазско-Рачинской зоне кистинская свита вскрывается в ядрах Гумистинской и Джампалской антиклиналей, сокращаясь в мощности до 260—400 м. Здесь также отмечены конгломераты, гравелиты, песчаники и глинистые сланцы с линзами серых известняков, перекрываемые горизонтом альбитофиров и их пирокластов.

Возраст нижней части кистинской свиты установлен находками нижнесинемюрских *Arnioceras* sp., *Arietites* sp., *Coroniceras* spp., *Vermiceras* spp. в Сванетии (Славин и др., 1962; Чихрадзе, 1967) и лотарингских *Microderoceras* cf. *steimani* Haug, *Oxynticeras* sp. на р. Лашипсе (Букия, 1954), *Echioceras*

* В Абхазии эти образования описываются под названием лашипсинской свиты (Адамия и др., 1972; Беридзе и др., 1972), в Сванетии — сванетской свиты (Левченко, 1940; Социн, 1971). В верховьях Риони это базальные слои моргоульской свиты (Зесашвили, 1970).

sp. (Нущубидзе, 1962) в Сванетии и *Microderoceras* cf. *birchi* S o w., *Euasteroceras* cf. *plotti* R e u n. и др. в Гумистинской антиклинали (Адамия и др., 1972). Верхняя часть свиты предположительно относится к кариксу, так как низы согласно перекрывающей ее циклаурской свиты содержат уже домерские *Amaltheus*.

Согласно на кистинской залегают *циклаурская свита* (домер — ? нижний тоар) *, представляющая собой однообразную толщу глинистых и глинисто-алевролитовых сланцев с подчиненными прослоями и пластами песчаников и кварцитов. В междуречье Терека и Ардона она содержит многочисленные прослои сильно измененных и рассланцованных вулканогенных пород основного состава, среди которых отмечаются спилиты, альбитизированные авгитовые порфириды, их туфобрекчии, туфы и туфопесчаники. Аналогичные породы распространены в южной части Штулу-Харесской депрессии, в верховье Риони, в Псеашхинской депрессии. В Домбае в основании циклаурской свиты залегают домбайский вулканогенный горизонт (200—300 м), сложенный рассланцованными и сильно измененными плагиоклазовыми андезитовыми порфиридами, их туфобрекчиями и туфами. В Санчарской синклинали и верховьях Лашипсе то же стратиграфическое положение занимает аваххарский вулканогенный горизонт (150—500 м), образованный фациально замещающими друг друга покровами кварцевых кератофиров и спилитов, их туфобрекчиями и туфами (Беридзе и др., 1972; Ломизе, Сомин, 1962). На левобережье Ахея перечисленным горизонтам соответствует выделенная В. П. Цетлиным «толща Чибисхо», сложенная мелкообломочными туфобрекчиями и туфами с отдельными покровами лав базальтовых, реже андезитовых порфиридов, изредка спилитов, с пачками глинисто-алевролитовых сланцев с домерскими *Amaltheus* cf. *reticularis* S i m p s. М. А. Беридзе относит эту толщу к кутыкухской свите (верхний аален — нижний байос).

Общая мощность циклаурской свиты в Бзыбско-Казбекской зоне составляет обычно 1200—1600 м, сокращаясь до 750 м на правобережье Ингури и увеличиваясь до 1800—3000 м в истоках Ардона, Фиагдона и Мнаиси. В Абхазско-Рачинской зоне, в Гумистинской и Кодорской антиклиналях мощность свиты сокращается до 300—800 м, а в составе ее увеличивается роль алевролитов и прослоев песчаника. С циклаурской свитой по составу и стратиграфическому положению сопоставляется и толща аргиллитов видимой мощностью 400 м, вскрывающаяся в основании юрских отложений по рекам Ксани и Арагви (Варенцов, 1950; Булейшвили, 1960).

Домерский возраст основной (нижней и средней) части циклаурской свиты доказан находками *Amaltheus* spp. в районе Чугуша, на водоразделе Мзымты и Аваххары, в бассейне Лашипсе и Ахея и в Сванетии. Сопоставление с разрезами юга Дигоро-Осетинской зоны показывает, что эта часть циклаурской свиты фациально замещает мизурскую свиту, также домерскую. Верхние горизонты циклаурской свиты должны, следовательно, соответствовать двум нижним толщам ардонской свиты и принадлежать уже нижнему тоару.

В Бзыбско-Казбекской зоне на циклаурской свите согласно залегают *казбекская свита* (средний — верхний тоар). Это очень выдержанная толща полосчатых глинисто-алевролитовых и песчано-алевролитовых сланцев, чередующихся с прослоями и пластами мелкозернистых слоистых песчаников. Количество песчаников сильно меняется: в одних местах они почти исчезают, в других —

* В Абхазии ей соответствуют аваххарская и ацгарская «свиты», в верховье Риони — основная часть моргоудьской и муашская «свиты».

часто чередуются со сланцами, образуя пачки флишеидного типа. Верхняя часть свиты более глинистая с конкрециями сидерита. Мощность довольно постоянна и обычно составляет 900—1500 м.

По составу и стратиграфическому положению казбекская свита сопоставляется с III и IV толщами ардонской свиты в Дигоро-Осетинской зоне, имеющими средне- и позднеарский возраст.

Позднеарский возраст верхних горизонтов казбекской свиты подтверждается находками аммонитов *Pseudogrammoceras fallaciosum* В а у л е на Пшавской Арагви (Вашакидзе, 1970) и *Grammoceras cf. thouarsense* О г б. на Риони (Зесапвили, 1964). Первая форма без точной привязки к разрезу указывается также на правобережье Ингури в Сванетии (Чихрадзе, 1967).

Вверх по разрезу казбекскую свиту согласно сменяет *гудошаурская свита* (верхи верхнего тоара — нижний аален), достоверно присутствующая только в восточной части Бзыбско-Казбекской зоны в бассейнах Арагви, Терека, Ардона, Лухунисцкали и местами в Сванетии. Это однообразная толща темно-серых глинистых, реже глинисто-алевритовых, сланцев с редкими прослоями и отдельными пачками песчаников, с редкими конкрециями сидерита и единичными линзами мергеля с текстурой «cone-in-cone». Мощность свиты на Тереке достигает 2200—2400 м*. В бассейне р. Пшавская Арагви к гудошаурской свите следует, видимо, отнести толщу темных глинистых сланцев с прослоями песчаников мощностью до 800 м (?), в которой найдены верхнеарские *Pleydellia maetra* Dum. (Крестников, 1944) и нижнеааленские *Leioceras costosum* Q u. (Вашакидзе, 1970). В Дигоро-Осетинской зоне ей соответствует V алевритово-глинистая толща ардонской свиты, имеющая тот же возраст и состав.

Бусарчильская свита (верхний аален? — низы нижнего байоса?) выделена В. П. Ренгартемом в бассейне Арагви. По его мнению, она отделяется от гудошаурской крупнейшим разломом и сложена черными глинистыми сланцами с конкрециями сидерита и многочисленными прослоями и пачками (до 30—40 м) песчаников, на нижней поверхности которых присутствуют флишевые пероглифы. Мощность свиты оценивается в 1000 м. По данным И. Г. Вашакидзе (1970), бусарчильская свита в бассейне Арагви согласно залегает на толще глинистых сланцев с нижнеааленской фауной. В ее нижней части (250—500 м) преобладают песчаники, образуя пачки до нескольких десятков метров, а верхняя часть (250—300 м) сложена черными глинистыми сланцами с конкрециями глинисто-карбонатных пород. Тибским разрывом эти отложения отделяются от верхнеюрского флиша, слагающего Чиаурский синклиорий. Стратиграфически бусарчильская свита сопоставляется с двумя верхними толщами (VI и VII) ардонской свиты в Дигоро-Осетинской зоне, относящимися к верхнему аалену — низам нижнего байоса. Впрочем, И. Г. Вашакидзе верхнюю глинистую часть бусарчильской свиты сопоставляет с мамисонской свитой В. И. Зесапвили (1970) и относит уже целиком к байосу.

По мнению Д. И. Панова и В. И. Шевченко (1964), к бусарчильской свите в долине Терека относится толща глинистых сланцев (до 1200 м) с многочисленными пластами мелкозернистых известковистых песчаников с флишевыми пероглифами, с редкими линзовидными пластами органогенного известняка, обнажающаяся между гудошаурской свитой и верхнеюрским флишем. С обеих сторон она ограничена разрывами. И. Г. Вашакидзе помещает эту толщу выше

* Ранее, не учитывая наличия складок, Д. И. Панов и В. И. Шевченко (1964) давали завышенную цифру 4700 м.

бусарчильской свиты, сопоставляя ее с талахианской свитой В. И. Зесашвили и относят ее к бату.

В Абхазско-Рачинской зоне казбекской, гудошаурской и бусарчильской (?) свитам соответствует по возрасту *сорская свита* (средний тоар — низы нижнего байоса). Она согласно сменяет вверх по разрезу циклаурскую и представляет собой однообразную толщу чередования желтовато-серых, мелко- или среднезернистых песчаников и темных глинистых сланцев. В ее верхах местами появляются известковистые и мергелистые конкреции. В свите встречается много растительных остатков, пелеципод и аммонитов; на севере — содержащие песчаников и сланцев примерно одинаково; к юго-западу — песчаники начинают преобладать, вытесняя глинистые сланцы. На южных крыльях Гумистинской и Окумской (Букия, 1955) антиклиналей резко преобладают крупнозернистые аркозовые песчаники и появляются пласты мелкогалечниковых конгломератов из галек гранита и кварца. Мощность сорской свиты 350—500 м в Гумистинской и Джампалской антиклиналях и 800—1800 м в бассейнах Кодори, Ингури, Цхенисцкали и Риони. У южной границы зоны в междуречье Ксани и Арагви с сорской свитой сопоставляется 300-метровая толща чередования разномзернистых кварц-аркозовых песчаников и глинистых сланцев с пелециподами и верхнетоарскими *Dumortieria* spp., которая к югу быстро замещается толщей аркозовых песчаников и конгломератов с гранитным материалом в гальках. Присутствие в составе сорской свиты средне-верхнетоарских и ааленских отложений определяется ее согласным налеганием на циклаурскую свиту и находками аммонитов *Harpoceras* cf. *serpentinum* Rein., *Grammoceras* cf. *thouarsense* Orb., *Dumortieria* spp., *Leioceras opalinum* Rein., *L. costosum* Qu. (Кахадзе, 1947; Нуцубидзе и др., 1972). В тех случаях, когда сорская свита согласно сменяется порфиритовой серией, верхи ее должны принадлежать уже низам нижнего байоса, так как наиболее древние аммониты в порфиритовой серии характеризуют вторую зону байоса (*Otoites sauzei*).

Вопрос о присутствии байосских и батских отложений в Бзыбско-Казбекской зоне не вполне ясен. В. И. Зесашвили (1964, 1970) на северном борту Чиатурского синклиория в верховьях Риони выделяет две свиты. *Мамисонская свита* (до 600 м) глинистых сланцев с обилием пирит-сидеритовых и карбонатных конкреций содержит *Partschiceras* cf. *abichi* Uhl. и относится к байосу. По тектоническому разрыву она граничит непосредственно с казбекской свитой, содержащей здесь *Grammoceras* cf. *thouarsense* Orb. *Талахианская свита* (400—500 м) чередования глинистых сланцев и алевролитов с песчаниками, вверху известковистыми, согласно сменяет мамисонскую, связана постепенным переходом с вышележащими верхнеюрскими флишевыми отложениями и относится к бату. Характерно, что песчаники этой свиты содержат окатанные обломки порфиритов и глинистых сланцев. В. И. Зесашвили считает, что байосские и батские отложения такого типа, согласно подстилающие верхнеюрский флиш, прослеживаются вдоль северного борта Чиатурского синклиория повсеместно от Ингури до Алазани. По нашим данным, северное ограничение синклиория является тектоническим; к нему подходят с севера разные горизонты ниже-среднеюрских отложений, и байосско-батские толщи могут присутствовать только на отдельных участках. Возможно, аналоги талахианской свиты присутствуют в долине Терека, но уже в Кахетии с верхнеюрским флишем по разрыву контактируют фаунистически охарактеризованные ааленские отложения (Топчишвили, 1969).

На южном крыле Чиатурского синклиория в Сванетии аналогом мамисон-

ской свиты (байос) может быть толща черных глинистых сланцев с многочисленными конкрециями сидерита, с крупными караваями ожелезненного мергеля, с прослоями и пластами вулканических туфов и туфопесчаников, хорошо обнаженная по р. Лухунисцкали. М. А. Беридзе (1970) отмечает здесь спилитовые и порфириновые туфы и туффиты. Вверх эти отложения постепенно сменяются толщей глинистых и полосчатых глинисто-алевролитовых сланцев с многочисленными пластами мелкозернистого, местами известковистого песчаника с косой и волнистой слоистостью. Эту толщу, содержащую, по мнению М. А. Беридзе, уже только переотложенный вулканогенный материал, можно сопоставить с талахианской свитой (бат?). Соотношение этих образований с нижележащими свитами — гудошаурской и казбекской — неясно; возможно, они отделены разрывом. Верхнеюрские флишевые образования в долине Лухунисцкали перекрывают их со следами размыва; в других местах между ними также возможен разрыв.

По данным М. А. Беридзе, аналоги мамисонской свиты в бассейне Риони в юго-восточном направлении обогащаются вулканогенным материалом и фациально-замещаются «порфириновой серией» (байос), широко распространенной в Абхазско-Рачинской зоне. Здесь это мощная (от 1000—1300 до 2500—3000 м) толща, сложенная главным образом туфами, туфобрекчиями и туфопесчаниками, в меньшей степени — покровами порфиритов среднего и основного состава. В низах преобладают спилитовые порфириты и их туфы, выше — авгит-лабрадорные. Эффективные и пирокластические породы чередуются с аргиллитами, граувакковыми песчаниками, слоистыми туфами, которые в самой верхней части разреза играют значительную роль. В некоторых районах в этих горизонтах отмечается аркозовый материал, а также гальки гранитов, известняков лейаса, глинистых сланцев и других пород. По данным грузинских исследователей, порфириновая серия согласно налегает на сорскую свиту и также согласно перекрывается батскими отложениями. Однако в верховьях Келасури и Кодори отмечается ее трансгрессивное залегание на разных горизонтах нижнеюрских отложений вплоть до кистинской свиты (Балуховский, 1964). Возраст серии определяется ее стратиграфическим положением и находками аммонитов *Stephanoceras humphriesianum* Sow., *Parkinsonia* spp. и др.

В северо-западной части Абхазско-Рачинской зоны на породах порфириновой серии согласно залегает *бетагская свита* (бат). Она сложена песчаниками с переотложенным туфогенным материалом, глинистыми сланцами с конкрециями, с растительными остатками и линзами угля, аркозовыми песчаниками и конгломератами. Свита имеет мощность до 200 м, содержит нижнебатские аммониты *Oppelia fusca* Qu. и др. и трансгрессивно перекрывается нижнекелловейскими отложениями (Кахадзе, 1947; Пайчадзе и др., 1972). У юго-восточного края Абхазско-Рачинской зоны, в районах Ткварчели и Маганы морские отложения бетагской свиты фациально замещаются континентальными, угленосными. Они имеют здесь примерно такую же мощность (200—230 м), содержат рабочие пласты угля, остатки пресноводных пелеципод и трансгрессивно перекрыты отложениями верхнеюрской пестроцветной толщи.

Внешняя зона Горного Дагестана

На Восточном Кавказе северному борту ранне-среднеюрской геосинклинали соответствует Внешняя зона Горного Дагестана, непосредственно продолжающаяся к востоку Дигоро-Осетинскую зону Центрального Кавказа. Нижне-

и среднеюрские отложения слагают здесь Агвалинскую наклонную ступень, Бейбулагский синклиниорий, Джуфидагский антиклинорий и вскрываются в ядрах антиклиналей Известнякового Дагестана (Романов, 1968). В естественных выходах на этой территории обнажается лишь верхняя часть ниже-среднеюрских отложений в интервале от верхнего тоара до нижнего бата. В этой части разреза выделяется пять свит: Ири, карахская, игатлинская, кумухская и цудахарская (Безносков, 1967; «Объяснительная записка...», 1973, Фролов, 1965).

Свита Ири (верхний тоар) согласно сменяет вверх по разрезу среднетоарские отложения и представлена чередованием массивных песчаников (5—40 м) с пачками (10—100 м) тонкого переслаивания аргиллитов и алеврито-песчаных прослоев. К этим пачкам приурочены линзы известняков-ракушечников и конкреционных конгломератов. В северо-восточном направлении в составе свиты увеличивается содержание крупнозернистых песчаников с косой слоистостью и растительных остатков. Мощность свиты Ири увеличивается с северо-запада на юго-восток от 900—1000 м на р. Аргун до 2000 м в центральной части Самурского хребта. Возраст ее устанавливается находками *Grammoceras thouarsense* O r b., *Pseudogrammoceras fallaciosum* В а у л е, а в верхней части — *Dumortieria* spp.

На породах свиты Ири согласно, но в большинстве случаев по резкой литологической границе залегает *карахская свита* (верхи верхнего тоара — аален). Она расчленяется на три подсвиты, соответствующие седиментационным ритмам. Первые две подсвиты в низах сложены преимущественно массивными песчаниками, а в верхних частях их массивные песчаники чередуются с равными по мощности пачками переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников. Верхняя подсвита соответствует нижней половине ритма и сложена преимущественно песчаниками. На большей, северо-восточной части зоны в составе свиты резко преобладают песчаники; она содержит много растительных остатков, пласты и прослои угля. Остатки животных довольно редки и представлены главным образом однообразными пелециподами. Юго-западнее, в пределах Агвалинской ступени и Бейбулагского синклиниория песчаность отложений уменьшается, из разреза исчезают угли, грубозернистые породы, в большем количестве появляются разнообразные остатки морских беспозвоночных. Здесь свита представлена чередующимися массивными песчаниками (5—40 м) и примерно равными им по мощности тонкоритмичными песчано-глинистыми пачками. Мощность ее достигает 3000—3500 м на Самурском хребте, сокращаясь к северо-западу (700—750 м на р. Аргун), северо-востоку и юго-востоку (2500 м на горе Гетинкиль). Возраст свиты установлен находками внизу верхнетоарских *Dumortieria* spp., выше — нижеааленских *Leioceras opalinum* R e i n и сверху — верхнеааленских *Staufenia sinon* В а у л е и др.

Согласно, но часто с резкой границей, на карахской залегает *игатлинская свита* (верхний аален — низы нижнего байоса). Это выдержанная толща аргиллитов, алевролитов и в меньшей степени мелкозернистых песчаников с прослоями конкреций и конкреционных конгломератов, с верхнеааленскими *Staufenia sinon* В а у л е, *St. staufensis* O p r. внизу и *Ludwigia concava* S o w. и др. сверху. В ее кровле местами развиты известковистые аргиллиты с кальцитовыми конкрециями и линзы известняков и мергелей, в которых аммониты зоны *Ludwigia concava* сконденсированы совместно с нижебайосскими *Hyperlioceras* spp. Максимальная мощность игатлинской свиты 600—670 м в Джуфидагском антиклинории. К северу мощность сокращается до 300—400 м, свита опесчанивается и в ее нижней части появляются угленосные отложения. К западу мощность также уменьшается до 70—100 м на р. Аргун, однако там увели-

чивается роль глинистых пород. Замещение глинистыми фациями отмечается и к юго-западу, у границы Внутренней зоны, где уменьшается количество песчаных прослоев, реже встречаются косослоистые песчаники, исчезают знаки ряби.

К северу мощность всех трех свит должна резко уменьшаться. В разрезе скважины, пробуренной в своде Варандинской антиклинали, тоарские и ааленские отложения, несогласно налегающие на палеозой, представлены толщей переслаивания алевролитов, песчаников и аргиллитов мощностью всего 414 м (Станулис, Стерленко, 1971).

С размывом * на игатлинской залегают *кумухская свита* (байос), сложенная аргиллитами и глинистыми алевролитами с конкрециями и песчанистыми стяжениями. В Центральном и Юго-Восточном Дагестане в нижней половине ее залегают линзы зеленоватых мелкозернистых песчаников и алевролитов (до 20—100 м), иногда с базальными конгломератами в подошве. В северных выходах (Салатауская антиклиналь) эти горизонты замещаются линзами грубозернистых песчаников и кварцевых гравелитов, а на западе в бассейне Аргуна — песчанистыми органогенно-обломочными известняками мощностью до 30 м. В Центральном Дагестане линзы слоистых алевритовых песчаников встречаются местами и в верхней части свиты.

Основная часть кумухской свиты содержит *Hyperlioceras* spp., *Sonninia* spp., *Otoites* spp., *Stephanoceras humphriesianum* Sow., *Dorsetensia liostraca* В u c k m. и принадлежит нижнему байосу. В самых верхах ее появляются уже верхнебайосские *Partschiceras abichi* Uhl., *Leptosphinctes* spp. и др. Максимальная мощность свиты отмечена на южном склоне хр. Лес (1670 м) и в юго-восточной части Джуфидагского антиклинория (1400 м). К северо-западу она сокращается до 200—400 м, в северных выходах до 190—290 м, а на юго-западе (Бейбулагский синклиорий) до 500—900 м. В Варандинской антиклинали к кумухской свите, видимо, относится толща (200 м) частого чередования песчаников и алевролитов с редкими прослоями аргиллитов и мергельно-доломитовых пород, с примесью гравийного материала, с массивными песчаниками и брекчиями в основании, с *Hyperlioceras discites* Waag.

С размывом на кумухской залегают *цудахарская свита* (верхний байос — нижний бат), представленная монотонной толщей аргиллитов и глинистых алевролитов с прослоями и пластами мелкозернистых песчаников. В основании ее располагается горизонт конденсации: либо конкреционный конгломерат (0,5—1,0 м), либо пачка (до 5 м) бурых аргиллитов, переполненных глинисто-кальцитовыми конкрециями. В Центральном Дагестане цудахарская свита имеет трехчленное строение. Нижняя подсвита (верхний байос) — это алевролиты, аргиллиты и слюдястые мелкозернистые песчаники, с *Partschiceras abichi* Uhl., *Leptosphinctes* spp., *Parkinsonia rarecostata* В u c k m. и др. Средняя подсвита (верхний байос — нижний бат) сложена аргиллитами с кальцитовыми и сидеритовыми конкрециями, с *Parkinsonia parkinsoni* Sow., *P. valida* Wet z. и др., а верхняя (нижний бат) — массивными алевролитами с прослоями аргиллитов, с *Oraniceras württembergicus* Opp. и др. Мощность всей свиты достигает 1620 м на Аргуне, сокращается до 100 м на Андийском Койсу и вновь возрастает до 700—1000 м в Центральном Дагестане и до 1390 м на восточном склоне хр. Лес. В юго-восточной части Джуфидагского антиклинория и в Бейбулагском синклиории мощность сохранившейся от размыва

* Исключение составляют разрезы по рекам Курахчай и Чирахчай, где наблюдается постепенный переход между свитами.

части цудахарской свиты не превышает 100—370 м, а в северных антиклиналях (Варандинской и Салатаусской) около 200 м.

На всей территории Внешней зоны среднеюрские отложения с размывом местами с угловым несогласием, в Джуфидагском антиклинории весьма значительным, перекрываются верхнеюрскими.

Внутренняя зона Горного Дагестана

Внутренняя зона Горного Дагестана соответствует на Восточном Кавказе осевой части ранне-среднеюрской геосинклинали. Нижне- и среднеюрские отложения слагают здесь горст-антиклинории Главного и Бокового хребтов и разделяющий их Бежитинский грабен-синклинорий. На этой огромной территории мощная и однообразная серия нижне-среднеюрских отложений изучалась многими геологами, которые в разных районах расчленили ее на многочисленные местные «свиты», плохо увязанные друг с другом. Попытки корреляции этих свит предпринимались неоднократно (Голубятников, 1940; Цибовский, 1959), но единые региональные стратиграфические схемы для Дагестанской (Безносов, Шелховской, 1968; Иванов, 1968; «Объяснительная записка...», 1973) и Азербайджанской (Шихалибеили, Агаев; 1972) частей Восточного Кавказа предложены только в последние годы и еще недостаточно согласованы.

Подосва нижне-среднеюрских отложений на Восточном Кавказе не вскрыта. В основании их, обнажаясь в ядре антиклинория Главного хребта в долинах Алазани, Стори, Дидхеви и Лопота, залегает фашиально изменчивая толща чередования разнозернистых песчаников, гравелитов и вулканогенных пород с подчиненными по мощности пачками конгломератов и глинистых сланцев. Основную роль играют песчаники, часто с хорошо видимыми крупными зернами водяно-прозрачного кварца. Вулканиды преобладают в верхах свиты в виде мощных горизонтов сильно рассланцованных зеленовато-серых, белесых и фиолетовых альбитофиров, их туфов и реже мелкообломочных туфобрекчий. Здесь же местами встречаются мелкие линзы известняков с пелециподами, белемнитами и аммонитами, а местами и крупные линзы мраморизованных известняков. Видимая мощность толщи достигает 2000 м. В верхах ее содержатся лотарингские аммониты *Paltechioceras* cf. *elicitum* В u s k m. и др. (Топчишвили, 1971). По своему составу и стратиграфическому положению она должна относиться к *кистинской свите*, возраст которой на Центральном Кавказе определен как синемюр — ?карикс.

В антиклинории Главного хребта согласно на кистинской залегает *циклаурская свита* (домер — нижний тоар). Она слагает также обширные площади в северо-западной части антиклинория Бокового хребта (бассейны Ассы, Аргуна и Андийского и Аварского Койсу), непосредственно прослеживаясь туда из Бзыско-Казбекской зоны Центрального Кавказа. Циклаурская свита представляет собой здесь однообразную толщу темно-серых глинистых сланцев с подчиненными пачками полосчатых глинисто-алевроитовых сланцев, с отдельными прослоями и пакетами (до 40—50 м) мелкозернистых кварцитовидных песчаников. Видимая мощность свиты оценивается от 2500—3000 до 4000—4500 м. Наибольшая средняя часть ее содержит *Arietoceras* spp., *Harpoceras exiguum* F u c., *H. falciplicatum* F u c., *Fuciniceras bonarelli* F u c. и другие домерские аммониты, а в верхней найдены уже нижнетоарские *Harpoceras* ex gr. *exaratum* J. et B., *Hildoceras aptum* В u s k m. и др. В антиклинории Главного хребта в Кахетии (бассейны Алазани и Стори) среди глини-

стых сланцев циклаурской свиты залегает горизонт вулканогенных пород мощностью до 30—100 м. Он образован несколькими линзами спилитов с четко выраженной подушечной отдельностью, которые по краям расщепляются на более мелкие пачки и фациально замещаются белесыми рассланцованными туфами (Иванов, Соловьев, 1972). Общая мощность свиты, содержащей здесь домерский *Amaltheus* sp. (Нуцубидзе, 1962), составляет 1700 м.

Согласно на циклаурской свите залегает толща темных аргиллитов, часто полосчатых, алевритистых или песчанистых, реже алевролитов, перемежающихся с прослоями (0,08—1,50 м) или пачками серых мелкозернистых песчаников, массивных или расслоенных аргиллитами и алевролитами (до 30—40 м). Песчаники преобладают в нижней и верхней частях толщи, где в мощных пачках присутствуют линзы конгломерата из галек аргиллитов, песчаника, реже кварца. Мощность толщи оценивается в 1000—1500 м. Она выделена под названием бастыламской в Чечне, соответствует верхам цумадинской и низам исхлинской свит на Андийском Койсу, гидатлинской свите на Аварском Койсу, свите Илиб в бассейне Каракойсу. Находки *Hildoceras* cf. *bifrons* В г и г. и других форм позволяют отнести эту толщу по возрасту к среднему тоару. По своему составу и стратиграфическому положению она должна соответствовать III толще ардонской свиты в Дигоро-Осетинской зоне и нижней основной части казбекской свиты в Бзыбско-Казбекской зоне.

Вышележащие отложения (верхний тоар и средняя юра) во Внутренней зоне представлены исключительно морскими, более глинистыми, чем во Внешней зоне, фациями и содержат магматические образования основного состава (Долгих, 1968; Рудянов, 1968). Эти отложения отличаются большим разнообразием, что, вероятно, связано со значительной дифференциацией геосинклинального прогиба в конце ранней и в средней юре. Единой схемы их стратиграфического расчленения нет.

В Дагестане, на юго-восточном погружении антиклинория Бокового и северном склоне Главного хребта они подразделяются Г. И. Ивановым (1968) на ряд свит.

Цейлаханская свита (630—900 м) сложена серыми мелкозернистыми песчаниками, слоями по 3—8 м чередующимися с аргиллитами и иногда группирующимися в пачки по 10—100 м. В бассейнах рек Диндичай и Курдул в ней заключены покровы (от 1—2 до 250—300 м) базальтов, иногда амигдалоидных, андезитов и диабазов, а также связанные с ними субвулканические тела: дайки и силлы долеритов и диабазовых порфиритов. Вышележащая *ногабская свита* (640—850 м) представляет собой толщу темно-серых аргиллитов с прослоями (до 0,5 м) и отдельными пакетами (10—15 м) серых мелкозернистых песчаников. Обе свиты содержат *Pseudogrammoceras fallaciosum* В а у l e, параллелизуются со свитой Ири и относятся к верхнему тоару.

Выше следует глинисто-алевролитовая *михрекская свита* (2200—3400 м), *заинкамская свита* тонкопереслаивающихся (по 0,1—1,0 м, редко 15 м) аргиллитов, алевролитов и песчаников (260—450 м) и глинисто-алевролитово-песчаниковая *нижнеялакамская подсвита* (530—750 м). Эти отложения содержат *Leioceras opalinum* R e i n. и другие формы, фациально замещают карахскую свиту Внешней зоны и должны соответствовать самым верхам верхнего тоара, нижнему и низам верхнего аалена.

Преимущественно глинистая *верхнеялакамская подсвита* образована ленточным чередованием (1—3 м) темно-серых аргиллитов с серыми глинистыми алевролитами и имеет мощность 530 м в Боковом и 900 м в Главном хребтах. Ее перекрывает *генцайская свита* (410—550 м) темно-серых аргиллитов с линзами

темного известняка, с конкрециями сидерита, с *Ludwigia murchisonae* Sow. и др.

Выше следует *кимихурская свита*, представленная ленточным переслаиванием темных аргиллитов и алевролитов с пачками песчаников с *Staufenia sinon* Bayle, *Ludwigia bradfordensis* Uckm. и др. и достигающая на северном склоне Главного хребта мощности 1000—2700 м. Она сменяется переходной толщей (120—250 м), где наряду с ааленскими аммонитами встречаются уже нижнебайосские. Перечисленные три свиты вместе с переходной толщей хорошо сопоставляются с игатлинской свитой и должны соответствовать верхнему аалену — низам нижнего байоса. На северном склоне Главного хребта (Диндидагский перевал, гора Гудурдаг, Аттачай) эти отложения включают покровы (10—200 м) спилитов, вариолитов, амигдалоидных базальтов и диабазов, а также связанные с ними небольшие дайки. В зоне Бокового хребта тоарские и ааленские отложения резко несогласно перекрываются верхнеюрскими отложениями Шахдага.

В азербайджанской части антиклинория Главного хребта и его южного крыла широко распространены как верхнетоарские и ааленские, так и байосско-батские отложения, подразделяющиеся на шесть свит (Агаев и др., 1972; Шихалибейли, Агаев, 1972). Наиболее древней (верхний тоар) считается *гудурская свита* (1000—1500 м), представленная тонкоритмичным чередованием глинистых сланцев и алевролитов с прослоями песчаников в нижней части и частым переслаиванием песчаников (0,1—2,0 м) с глинистыми сланцами (0,01—1,50 м) в верхней. В нижней части свиты отмечаются находки *Grammoceras* sp., а в верхней — присутствие покровов спилитов и базальтов и находки *Dumortieria* sp.

Выше располагается *мегиканская свита* (верхи верхнего тоара — нижний аален), сложенная в осевой полосе Главного хребта черными глинистыми сланцами с пластами песчаников, группирующимися в мощные (6—12 м) пакеты, иногда с линзами и прослоями песчанистого известняка-ракушечника. Свита достигает мощности 710—830 м, содержит покровы спилитов и остатки аммонитов *Dumortieria* spp., *Pleydellia* cf. *aalensis* Ziet., *Leioceras* ex gr. *opalinum* Rein. На южном склоне она имеет более грубый состав и образована вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с мелкими конкрециями в кровле, с верхнетоарскими *Pseudogrammoceras* cf. *muelleri* Depsk. и ааленскими *Leioceras* sp. Видимая мощность ее на юге не более 125 м.

Выше следует *кархунская свита* (аален — ? низы нижнего байоса), подразделяющаяся на две подсвиты. Нижняя подсвита (нижний аален) в приводораздельной части Главного хребта достигает мощности 1400—1600 м и представлена чередованием песчаников (до 0,15 м), аргиллитов и алевролитов (0,5—1,0 м) с крупными конкрециями сидерита с *Leioceras* sp. На южном склоне нижняя часть подсвиты фациально замещается песчано-глинистой толщей с прослоями конгломератов из галек палеозойских пород, а верхняя — чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов с сидеритовыми конкрециями, с *Leioceras opalinum* Rein. Мощность нижней подсвиты составляет здесь 165—350 м. Верхняя подсвита (верхний аален — ? низы нижнего байоса) вскрывается скважинами на погружении осевой зоны Главного хребта, сложена темными аргиллитами и зеленовато-серыми алевролитами с резко подчиненными прослоями песчаников, мощность ее достигает 635 м. На южном склоне она замещается флишоидным чередованием аргиллитов, алевролитов и песчаников с конкрециями сидерита, *Staufenia* cf. *sinon* Bayle, *Ludwigia murchisonae* Sow. Мощность ее сокращается до 220—440 м. В целом, мегиканская

и кархунская свита сопоставляются с карахской и игатлинской свитами Внешней зоны Горного Дагестана.

Джиминская свита (байос) вверх по разрезу постепенно сменяет кархунскую и образована ленточным чередованием аргиллитов, алевролитов и песчаников с нижнебайосскими *Otoites* sp., *Stephanoceras* sp. и верхнебайосскими *Partschiceras abichi* Uhl. и др. Мощность свиты на южном склоне не превышает 25—155 м, причем среди песчаников отмечаются грубозернистые разности. В осевой части антиклинория Главного хребта мощность возрастает до 300—400 м, а песчаники представлены мелкозернистыми разностями, но севернее по направлению к антиклинорию Бокового хребта вновь отмечается поглубение осадков, появление линз конгломерата и пропластков гравелита. Во Внешней зоне Горного Дагестана джиминской свите, вероятно, соответствует кумухская.

С размывом, на джиминскую свиту, на юге местами полностью срезая ее, налегает *хиналугская свита* (верхний байос?). Это толща зеленовато-серых разнозернистых песчаников со знаками ряби и флишевыми иероглифами, которые переслаиваются с подчиненными пластами и пачками глинистых пород. Иногда встречаются линзовидные прослои органогенно-обломочных известняков. Песчаники в основании свиты повсеместно содержат угловатые обломки глинистых пород, а на юге в бассейне р. Катехчай — конгломератовый горизонт (до 34 м) из галек гранитоидов, кварц-порфиров и кристаллических сланцев (Абдуллаев, Нагиев, 1971). Пласты конгломерата из галек аргиллитов и песчаников обнаружены и в других разрезах. Мощность хиналугской свиты составляет 300—800 м.

Вверх по разрезу хиналугскую свиту постепенно сменяет *кейванская свита* (бат?) ленточного чередования темных глинистых сланцев (0,5—1,0 м), темно-серых алевролитов (0,5 м) и прослоев песчаника (5—15 см). Мощность ее колеблется в пределах от 200 до 450 м. Перекрывается кейванская свита фаунистически охарактеризованными келловейскими отложениями или более молодыми горизонтами верхней юры.

Алазано-Агрчайская депрессия

Отмеченное выше уменьшение мощности и поглубение состава тоарских и ааленских отложений на южном склоне Главного хребта указывает на приближение к южному борту геосинклинали, который в большей своей части располагался, видимо, на территории современной Алазано-Агрчайской депрессии. По геофизическим данным (Мамедов, 1968), общая мощность юрских отложений (включая верхнюю юру) варьирует здесь от 2000—2500 до 4000 м. Как и в Абхазско-Рачинской зоне, байос представлен, видимо, уже порфиритовой серией, которая обнажается на поверхности вдоль северного борта депрессии в бассейнах рек Курмухчай, Карачай, Геокчай, Гырдыманчай. Эта серия сложена туфобрекчиями, туфоконгломератами и покровами лабрадоровых и кварцевых порфиров.

Гойтхско-Ачишхинская зона

На Северо-Западном Кавказе осевой части ранне-среднеюрской геосинклинали соответствует Гойтхско-Ачишхинская зона («Основные черты...», 1962). В современной структуре она отделяется с севера Тугупсинским и Главным разломами от Архыз-Гузериписькой и Бзыбско-Казбекской зон, а с юга —

Бекишейским (на западе) и Краснополянским (на востоке) разломами от Абхазско-Рачинской зоны. Нижне- и среднеюрские отложения слагают здесь Гойтхский антиклинорий, а юго-восточнее выходы их постепенно сужающейся полосой прослеживаются вдоль южного края Чугушского горст-антиклинория на южный склон Большого Кавказа в верховья рек Шахе и Мзымта. В данной зоне наблюдается полный (от синемюра до байоса) и очень мощный разрез нижне-среднеюрских отложений, которые отличаются здесь преимущественно глинистым составом и широким распространением магматических образований в домере и главным образом в аалене. Современная схема стратиграфии этих отложений разработана Е. А. Гофман и др. (1960), М. Г. Ломизе (1969), В. И. Славиным (1958) и дополнена В. И. Резниковым (1967) и К. О. Ростовцевым (1964, 1968, 1970).

Самые нижние горизонты разреза вскрываются на южном склоне, в районе Красной Поляны. С размывом на триасовые образования там налегает *эсто-садокская свита* (синемюр — ?карикс) глинистых сланцев с редкими прослоями и пластами (до нескольких метров) кварцитовых песчаников и алевролитов, карбонатных песчаников и известняков. В основании свиты иногда отмечаются серые грубозернистые песчаники, гравелиты и пуддинговые конгломераты с кварцевой галькой, реже массивные конгломераты мощностью до 30 м. В кровле залегает пачка (30—70 м) известняков, известковистых песчаников и конгломератов с остатками кораллов, брахиопод и криноидей. Мощность свиты составляет 500—600 м. Наличие в ее составе нижнесинемюрских отложений установлено находками (в 100 м от кровли) *Arietites* cf. *bucklandi* Sow., *Ar. grossi* Wright. Северо-западнее, в бассейне Шахе свита мощностью 130 м представлена полосчатыми глинисто-алевритовыми сланцами с прослоями мелкозернистых песчаников с пачкой песчаников и базальных конгломератов в основании, а далее, на р. Тугупс целиком замещается толщей (80—100 м) конгломератов и песчаников. Эти отложения трансгрессивно налегают на палеозойские и триасовые породы Чугушского горст-антиклинория и антиклинали Хуко.

Вверх по разрезу они согласно сменяются мощной (не менее 1000 м) толщей глинистых сланцев и аргиллитов с конкрециями сидерита, с прослоями туфов средне-кислого состава в нижней части и горизонтами спилитов, диабазовых порфиритов, их туфов и туфобрекчий в верхней. Эта толща содержит домерские *Amaltheus margaritatus* Month. и по своему строению и стратиграфическому положению может параллелизоваться с *циклаурской свитой* (домер — ? нижний тоар) Бзыбско-Казбекской зоны.

Верхняя часть разреза, соотношение которой с описанными выше слоями не совсем ясно, начинается *свитой Хахопсе* (верхний тоар). На водоразделе рек Пшихашка и Тугупс она несогласно налегает на доюрские породы Чугушского антиклинория, начинается горизонтом конгломератов и песчаников (до 40 м) и представлена толщей (500—700 м) аргиллитов с многочисленными прослоями алевролитов с прослоями песчаников и стяжениями сидерита. В стратотипическом разрезе по р. Хахопсе свита вскрывается в ядре антиклинали, содержит верхнеюарскую микрофауну и достигает мощности 800 м. В центральной части Гойтхско-Ачишхинской зоны выходы этих отложений, по-видимому, протягиваются через бассейн р. Тугупс вдоль долины р. Шахе в бассейн р. Мзымта, на что указывает находка там *Grammoceras saemanni* Dum. Не исключено, что в этих районах свита Хахопсе связана непрерывным переходом с аналогами циклаурской свиты, образуя с ними единую глинистую серию мощностью не менее 2000 м.

Согласно на свите Хахопсе залегает вулканогенно-осадочная *серия Гойтх* (аален), сложенная аргиллитами и глинистыми сланцами, среди которых заключены горизонты вулканогенных пород и связанные с ними субвулканические образования. Мощность серии достигает 3500—4000 м. В составе ее выделяются: чаталтапская свита (650—900 м) с тремя горизонтами базальтовых и андезитовых порфиритов, их туфобрекчий и туфов с нижнеааленскими *Leioceras opalinum* R e i n., макаровская свита (850 м) с горизонтом туфов кислого состава, наужинская свита (350 м) флишевого переслаивания полимиктовых песчаников и алевролитов с аргиллитами, свита горы Индок (1000—1200 м) с горизонтами липарит-дацитовых туфов и туфоконгломератов, с верхнеааленскими *Ludwigia* sp. и шишская свита (600—700 м) аргиллитов с прослоями алевролитов и сидеритов с верхнеааленскими *Ludwigia bradfordensis* В и с к м.

Разрез Гойтхско-Ачишхинской зоны венчается отложениями байоса, представленными толщей (200—250 м) аргиллитов с прослоями известковистых песчаников и септариевыми конкрециями известняка. Они с размывом залегают на отложениях шишской свиты и содержат в основании базальный горизонт криноидных органогенно-обломочных известняков, гравелитов, глинистых конгломератов и песчаников. Видимо, именно в этой толще найдены *Parkinsonia* cf. *rarecostata* В и с к м. и другие верхнебайосские аммониты («Объяснительная записка...», 1973).

ЗАКАВКАЗСКИЙ СРЕДНИЙ МАССИВ

В пределах Закавказского срединного массива к югу от Кахетино-Лечхумской (Кахетино-Дашюзской) шовной зоны ниже- и среднеюрские отложения обнажаются на поверхности в пределах Дзирульского массива и Окрибо-Сачхерского поднятия. Здесь они четко стратифицированы и включают в себя шесть стратиграфических подразделений (Кахадзе, 1947; Топчшвили, 1969; Вахания, 1971, 1972; Нуцубидзе и др., 1972). В основании разреза несогласно на размытой поверхности кристаллических пород залегает *свита «нижних туффитов»* (20—300 м). Эта континентальная толща сложена конгломератами, грубозернистыми песчаниками, туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами и покровами, главным образом кислых лав, содержит комплекс растительных остатков нижнеюрского облика и по стратиграфическому положению может соответствовать геттангскому (?) ярусу. С размывом на «нижних туффитах», трансгрессивно переходя непосредственно на кристаллические породы массива, залегает *свита «кварцевых песчаников»* (синемюр — карикс). В основании это кварц-аркозовые песчаники с конгломератами, выше — мелкозернистые кварц-слюдистые песчаники и алевролиты с нижнесинемюрскими *Arnioceras ceratoides* Q u. и верхнесинемюрскими *Microderoceras*. Верхняя часть свиты сложена уже зеленовато-серыми известковистыми слюдистыми песчаниками, гламатовыми песчаниками и мергелями, фациально замещающимися местами песчанистыми криноидно-губковыми известняками, и содержит карикские аммониты *Polymorphites* sp. и *Acanthopleuroceras* sp. Общая мощность свиты достигает 60—80 м.

Свита «красных известняков» (домер — аален) залегает согласно на предыдущей и сложена красными органогенными, брекчиевидными известняками с обилием брахиопод, пелеципод, криноидей и аммонитов *Amaltheus* spp., *Pleuroceras spinatum* В r u g., *Harpoceras falcifer* S o w., *Hildoceras bifrons* В r u g., *Grammoceras thouarsense* O r b., *Dumortieria* spp., *Leioceras costatum* Q u. Мощность свиты составляет обычно 40—70 м. На северо-восточной

периферии массива домерская и (нижнетоарская?) часть свиты красных известняков фациально замещается толщей мергелистых сланцеватых глин с *Amaltheus* sp. (200—220 м), а среднетоарско-ааленская — толщей (до 300—400 м) переслаивания аргиллитов и мелкозернистых песчаников с *Grammoceras* sp. Верхняя треть этой толщи содержит пласты туфогенных пород, связана с вышележащей «порфиритовой» серией постепенным переходом и, видимо, соответствует по возрасту верхам аалена и низам нижнего байоса. Все эти отложения трансгрессивно с маломощной (10—15 м) пачкой кварцевых песчаников и гравелитов в основании налегают на кристаллическое основание массива. Трансгрессивно на всех нижележащих образованиях вплоть до кристаллических пород Дзирульского массива залегает «порфирировая» серия (байос), которая вскрывается также в пределах Окрибо-Сачхерского поднятия. Как и в Абхазско-Рачинской зоне, она достигает здесь мощности 2500 м и сложена туфобрекчиями, туфогенными песчаниками и туфами, с отдельными покровами спиллитовых (внизу) и авгит-лабрадоровых (основная часть) порфиритов и маломощными пачками аргиллитов и песчаников. Характерная особенность порфиритовой серии Закавказского срединного массива — обогащение ее аркозовым материалом. Причем конгломераты с гранитной галькой отмечаются только непосредственно у Дзирульского массива, а аркозовые песчаники распространены шире, как бы окаймляя широкой полосой площадь распространения конгломератов. По многочисленным находкам аммонитов устанавливается, что низы порфиритовой серии, содержащие *Otoites polyschides* W a a g., *Stephanoceras humphriesianum* S o w., принадлежат нижнему байосу, а вся остальная часть — с *Parkinsonia* spp., *Garantiana* spp., *Partschiceras abichi* U h l. — относится к верхнему байосу.

Патижейульская свита, или свита «листоватых сланцев» (200—300 м), согласно налегающая на породы порфиритовой серии, сложена темными аргиллитами и алевролитами с маломощными пластами аркозового песчаника, с растительными остатками и прослоями ракушняка с раковинами пресноводных пелеципод. *Ткибульская, или угленосная, свита* (80—350 м), связанная с предыдущей постепенным переходом, образована полимиктовыми песчаниками и аргиллитами с растительными остатками и пластами угля, которые вверх сменяются конгломератами. Состав песчаников на юге аркозовый, а на севере аркозово-граувакковый и граувакковый. Ткибульская свита трансгрессивно перекрыта верхнеюрскими отложениями. Обе свиты относятся к батскому ярусу, исходя из их стратиграфического положения и сопоставления с батскими отложениями Абхазско-Рачинской зоны.

Прямых данных о строении юрских отложений в погруженных частях Закавказского срединного массива пока нет. По мнению Е. К. Вахания (1971), в Колхидской низменности мощность нижнеюрских отложений может достигать 1000—2000 м, а порфиритовой серии — 3000 м. Однако он же предполагает, что в ранне-среднеюрское время в Колхиде существовали и области размыва. Д. А. Булейшвили (1972 г.) оценивает мощность нижне-среднеюрских отложений в Колхиде и Гаре-Кахетинской депрессии в 3500 м, отмечая сокращение мощности или даже полное выклинивание этих отложений в пределах Мухрано-Эрцойского блока и юго-западной периферии Верхне-Имеретинского поднятия.

В Среднекуринской впадине нижнеюрские отложения, скорее всего, отсутствуют. В центральной части впадины на ряде поднятий, по геофизическим данным (Мамедов, 1968) общая мощность всего мезозоя не превышает 1000 м. Если там вообще есть юрские отложения, то это, вероятно, только байосская

порфириновая серия резко сокращенной мощности. В южной части впадины (Предмалокавказский прогиб) мощность одних только юрских отложений возрастает до 2000—2300 м. Однако и здесь они представлены, вероятно, только вулканогенными байосскими и батскими образованиями, которые в прилегающих районах Малого Кавказа имеют именно такую, а местами даже еще большую мощность.

ОБЩАЯ СХЕМА СТРАТИГРАФИИ НИЖНЕ-СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Заканчивая описание нижне-среднеюрских отложений, следует отметить ряд особенностей их строения, общих для всей территории Большого Кавказа.

Прежде всего не вызывает сомнения наличие стратиграфического перерыва в основании юрских отложений, которые повсюду залегают резко трансгрессивно, в том числе и на южном склоне, в Бзыбско-Казбекской зоне. По времени перерыв в осадконакоплении соответствует, как минимум, рэтскому и геттангскому векам, отложения которых на Кавказе достоверно неизвестны. Предположительно к геттангскому ярусу относят континентальные отложения свиты «нижних туффитов» на Дзирульском массиве, но они могут соответствовать и низам синемюра.

Нижне-среднеюрские отложения четко подразделяются на ряд крупных стратиграфических комплексов, прослеживающихся по всему Большому Кавказу или на значительной его части. Нижний из них — кистинский комплекс в полных разрезах отвечает по возрасту синемюрскому ярусу и (?) карикскому подъярусу. Он включает в себя вериютскую, хумаринскую, кистинскую, эсто-садокскую свиты, свиту «кварцевых песчаников» и, возможно, «нижних туффитов» (табл. 11, см. вкладку). Возможно, сюда же следует относить и олейниковскую свиту Восточного Предкавказья. Кистинский комплекс с разрывом налегает на доюрские образования и отличается от вышележащих толщ разномзернистым (в значительной степени грубозернистым) составом пород, сильной фациальной изменчивостью и резкими колебаниями мощностей. На Скифской плите существенную роль в нем играют и континентальные образования. В составе всех свит кистинского комплекса отмечается обилие растительных остатков, иногда прослойки угля или графита. Характерная, но не обязательная особенность — присутствие горизонтов вулканогенных пород андезит-дацитового состава. В тех местах, где кистинский комплекс представлен морскими отложениями, в кровле его (иногда и в основании) часты линзы органогенно-обломочного, криноидного известняка.

Вследствие постепенного и неравномерного развития раннеюрской трансгрессии, подошва кистинского комплекса в разных районах занимает различное стратиграфическое положение. Нижнесинемюрские образования присутствуют в его составе только в осевой части и на южном борту геосинклинали, а местами и на Дзирульском массиве. На северном борту геосинклинали и на Скифской плите лишь местами (вериютская свита) основание комплекса датируется верхним синемюром (лотарингий), а чаще он включает в себя только карикс.

Вопрос о положении карикских отложений и верхней границе кистинского комплекса не вполне ясен. В полных разрезах Бело-Урупского района и Архыз-Гузерицкой зоны, где присутствие карикских отложений палеонтологически доказано, они несомненно входят в состав кистинского комплекса, образуя вместе с лотарингскими единую вериютскую свиту. На остальной территории

в отложениях кистинского комплекса (кистинская и эсто-садокская свиты) известны находки только нижнесинемюрских и лотарингских аммонитов, причем последние и в верхней части разреза. Однако в вышележащих отложениях карикских аммонитов также нет. Во всех полных разрезах грубообломочные фациально изменчивые отложения кистинского комплекса по резкой границе согласно перекрываются однообразными преимущественно глинистыми толщами с домерскими *Amaltheus*. Поэтому мы считаем верхнюю границу отложений, относимых нами к кистинскому комплексу, изохронной и соответствующей кровле карикского подъяруса. Указания на находки лотарингских аммонитов в верхах кистинского комплекса (в частности, в Кахетии) могут быть связаны с неточностью определения, так как аммониты определены там со знаком cf., а некоторые уже однажды переопределялись (Топчишвили, 1971). Возможно, однако, это верхние горизонты кистинской свиты представляют собой там горизонт конденсации, соответствующий по возрасту верхней зоне лотарингского подъяруса (аммониты характеризуют именно ее) и всему кариксу, как это, кстати, и имеет место в вериютской свите Бело-Урупского района.

Себельдинский комплекс распространен на всей территории Большого Кавказа и объединяет многочисленные свиты, выделяющиеся в стратиграфическом интервале от домерского подъяруса до низов нижнего байоса включительно (см. табл. 11, вкладка). Все отложения этого комплекса (за исключением шоанской, муздухской и, возможно, промысловской свит на Скифской плите) представляют собой морские образования, сложенные обычно тонкозернистыми породами, обладают ограниченной фациальной изменчивостью и достаточно четко стратифицированы.

В осевой части и на южном борту геосинклинали себельдинский комплекс связан непрерывным переходом с нижележащим кистинским и вышележащим рачинским (байос — бат) комплексами и представляет собой единую серию напластований, соответствующую одному циклу седиментации. В наиболее крупном прогибе Скифской плиты (Бело-Урупский район) наблюдается та же картина, однако верхняя граница себельдинского комплекса фиксируется уже региональным перерывом. По северному же борту геосинклинали и на остальной части Скифской плиты, где комплекс залегаёт, как правило, трансгрессивно, в нем по мере удаления от указанных выше прогибов, обособляются две части, разделенные резкой литологической границей или перерывом в осадконакоплении. Нижняя часть, отвечающая домеру (и нижнему тоару), в этом направлении замещается в геосинклинали морскими песчанистыми толщами (мизурская и безингийская свиты), а на плите — континентальными образованиями и затем полностью выклинивается. Верхняя же часть, соответствующая среднему, верхнему тоару и аалену, распространяется гораздо шире, но также местами замещается прибрежными (угленосная карахская свита Дагестана) или даже континентальными (промысловская свита?) образованиями, причем стратиграфический объем ее в связи с запаздыванием морской трансгрессии может сокращаться за счет выклинивания нижних горизонтов вплоть до одного только верхнего аалена.

В непрерывных разрезах осевой части геосинклинали и Бело-Урупского района также намечаются стратиграфические границы, прослеживающиеся в разных районах примерно на одном стратиграфическом уровне и разделяющие себельдинский комплекс на три части. Наиболее четко выделяется нижняя часть, представленная циклаурской свитой и ее аналогами, соответствующая по возрасту домеру и нижнему тоару и имеющая повсеместно преимущественно глинистый состав. Средняя и верхняя части, соответствующие сред-

нему, верхнему тоару, аалену и низам нижнего байоса, характеризующиеся преимущественно песчано-глинистым составом, иногда образуют единую свиту (сорская), но во многих случаях между ними четко фиксируется граница, проходящая в основании или внутри зоны *levesquei* верхнего тоара.

Верхняя граница себельдинского комплекса в наиболее полных разрезах проходит внутри зоны *sowerbyi* нижнего байоса. Однако в большинстве случаев самые верхние горизонты комплекса, соответствующие верхам зоны *copcava* верхнего аалена и низам зоны *sowerbyi*, отсутствуют за счет регрессии морского бассейна в это время и последующего срезания их трансгрессивно залегающими отложениями выщележащих комплексов.

Выщележащие отложения байоса и бата различны в разных частях Кавказа, что отражает проявившееся в это время отличие в геологическом развитии его северного и южного склонов. На Северном Кавказе выделяется балкарский комплекс, включающий в себя джангурскую, джорскую, кумухскую и цудахарскую свиты (см. табл. 11, вкладка), а также, возможно, джанайскую и салхинскую свиты Восточного Предкавказья. Он сложен монотонными слабо стратифицированными глинисто-алевролитовыми толщами и характеризуется местами значительной фациальной изменчивостью, с быстрым замещением глинистых толщ песчаниками и даже глыбовыми брекчиями и резкими колебаниями мощностей. В наиболее полных разрезах во Внешней зоне Горного Дагестана балкарский комплекс (кумухская и цудахарская свиты) с разрывом, а местами без перерыва сменяет себельдинский (игатлинскую свиту) и отвечает по возрасту верхней части зоны *sowerbyi*, зонам *sauzei* и *humphriesianum* нижнего байоса, всему верхнему байосу и нижнему бату. На остальной территории он залегает резко трансгрессивно, а местами и с угловым несогласием на всех подстилающих образованиях. В Дигоро-Осетинской, Восточно-Балкарской и Тырнауз-Пшекишской зонах и в прилегающей самой южной части Скифской плиты основание балкарского комплекса датируется зоной *sauzei*, а зоне *sowerbyi* соответствует предшествующий ему перерыв в осадконакоплении. На остальной части Скифской плиты, которая была захвачена морской трансгрессией лишь в позднем байосе, балкарский комплекс включает только верхнебайосские и нижнебатские отложения, а всему нижнему байосу соответствует перерыв.

Свита Сарыдюз (бат?), залегающая с разрывом на породах балкарского комплекса, образует самостоятельное стратиграфическое подразделение, положение которого в общей схеме не вполне ясно.

На южном склоне Большого Кавказа в осевой части геосинклинали байосско-батские отложения образуют рачинский комплекс, включающий мамисонскую, талахианскую, джиминскую, хиналугскую и кейванскую свиты (см. табл. 11, вкладка). Эти несомненно морские песчано-глинистые толщи в Азербайджане согласно налегают на себельдинский комплекс и, по данным грузинских геологов, также согласно перекрываются верхнеюрскими флишевыми толщами. Если это так, то рачинский комплекс должен соответствовать всему байосу (может быть, только без низов зоны *sowerbyi*) и бату.

К югу рачинский комплекс постепенно замещается закавказским. Закавказский комплекс включает в себя широко развитые в Абхазско-Рачинской зоне и на Закавказском срединном массиве очень мощные морские вулканогенные образования байосской «порфиритовой» серии, а также мало мощные, локально распространенные морские батские отложения бетакской свиты и континентальные угленосные — патижейульской и ткибульской свит. Палеонтологически доказано присутствие в составе комплекса отложений зон

sauzei и humphriesianum нижнего байоса, всего верхнего байоса и нижнего бата. В тех местах, где он согласно налегает на подстилающие образования, основание его должно соответствовать верхам зоны sowerbyi. Верхние горизонты закавказского комплекса, представленные континентальными грубозернистыми песчаниками, напоминают по своему характеру свиту Сарыдюз и могут соответствовать уже среднему или даже верхнему бату.

Граница нижне-среднеюрских и верхнеюрских отложений на всей территории Северного Кавказа, Абхазско-Рачинской зоны и Закавказского срединного массива фиксируется региональным перерывом в осадконакоплении. В пределах мегантиклинория Большого Кавказа перерыв в большинстве случаев сопровождается угловым несогласием. Это несогласие не отмечается лишь на южном склоне, на бортах Новороссийского и Чиауро-Дибрарского флишевых синклиорий, где все мезозойские отложения сложно дислоцированы в едином плане. Там между среднеюрскими и верхнеюрскими отложениями в принципе возможен и постепенный переход. Но достаточной ясности здесь нет, так как чаще всего контакт между ними тектонический.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА В РАННЕЙ И СРЕДНЕЙ ЮРЕ

Для всего Большого Кавказа и южного Предкавказья граница триаса и юры отвечает времени окончания герцинского тектонического цикла и начала нового — альпийского — цикла развития, ранняя стадия которого падает на раннюю и среднюю юру (Кабанова и др., 1969). В раннеальпийской стадии развития Большого Кавказа отчетливо выделяются две фазы: раннеюрско-ааленская, заканчивающаяся в начале байоса и байос-батская. На границе между ними начинается перестройка тектонического плана, максимум которой падает на рубеж средней и поздней юры, определяя границу ранне- и среднеальпийской стадии.

Ранняя юра — начало байоса

Первая фаза раннеальпийской стадии развития Большого Кавказа соответствует периоду заложения альпийской геосинклинали Большого Кавказа и формирования в ее пределах единого геосинклинального прогиба. Она начинается морской трансгрессией синемюрского века и заканчивается общим поднятием Большого Кавказа и почти повсеместным перерывом в осадконакоплении в начале раннего байоса. В свою очередь, эта фаза довольно четко распадается на два этапа: первый, отвечающий синемюру — кариксу, и второй, соответствующий домеру, тоару, аалену и началу раннего байоса. Каждому из этапов свойствен свой режим тектонических движений, характер палеогеографической обстановки, осадконакопления и магматизма.

Синемюр — карикс. Синемюр-карикский этап отвечает начальному периоду развития морской трансгрессии и формирования ранне-среднеюрского геосинклинального прогиба Большого Кавказа и эпигерцинской Скифской плиты. С начала синемюрского века на территории Гойтхско-Ачишхинской, Бзыбско-Казбекской, Абхазско-Рачинской зон, южной части Дигоро-Осетинской зоны и, вероятно, Внутренней зоны Горного Дагестана начинается интенсивное погружение герцинской складчатой области. Здесь возникает *геосинклинальный прогиб* Большого Кавказа, который унаследованно развивается затем на протяжении всего лейаса и аалена. Узкая и глубокая осевая часть его в течение си-

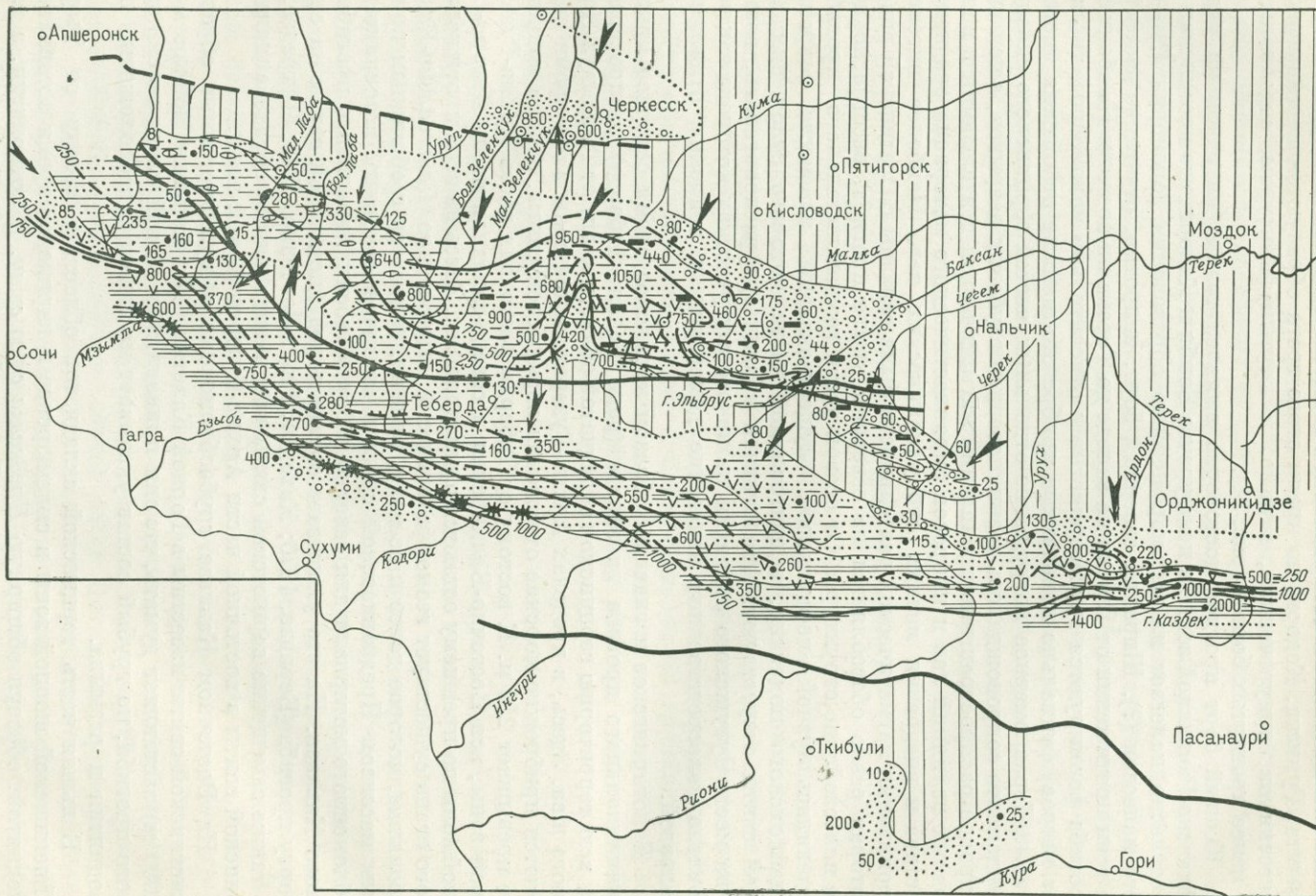
немюра — карикса заполняется мощной (до 2000 м) толщей морских песчано-глинистых отложений эсто-садокской и кистинской свит. В ряде мест (реки Мзымта, Гумиста, Кодори) по краям этого трога образуются массивы рифовых известняков, приуроченные, видимо, к крутым флексурам, отделявшим его от менее прогнутых бортов (рис. 24).

Южный борт прогиба достоверно выявлен только на одном из участков Абхазско-Рачинской зоны, в междуречье Бзыби и Кодори, где кистинская свита несогласно налегает на метаморфические образования докембрия (?) — нижнего палеозоя (?). Широкий северный борт, напротив, отчетливо фиксируется на всем протяжении от Пшехи на западе до Терека на востоке. На обоих бортах прогиба формируются грубозернистые и относительно маломощные (несколько сот метров) фациально изменчивые прибрежно-морские отложения кистинской свиты. Неравномерное погружение отдельных частей герцинского складчатого фундамента сопровождалось возникновением глубоких разрывов, с чем связано широкое распространение проявлений магматической деятельности в виде подводных излияний лав и выбросов пирокластического материала среднекислого состава и внедрения мелких субвулканических тел. Наиболее интенсивные проявления магматической деятельности были связаны с Осетинской впадиной, которая резко обособляется на северном крыле прогиба, несогласно налегая на палеозойские структуры. От осевой части геосинклинального прогиба она отделялась узкой кордильерой, существовавшей на месте современного Адайхохского поднятия, в центральной части которого отложения кистинской свиты отсутствуют. Аналогичная кордильера располагалась, возможно, и на месте Чугутского поднятия, на некоторых участках которого также установлено непосредственное налегание домерских и тоарских отложений на палеозой.

В лотарингское и главным образом карикское время северное крыло геосинклинального прогиба на западе (реки Белая, Теберда) распространяется на всю территорию герцинской складчатой области к югу от Тырнауз-Пшекишского шва. Здесь, в пределах Архыз-Гузеришльской зоны в это время накапливаются прибрежно-морские отложения верийотской свиты, однако мощность их не превышает 250 м. К востоку от Теберды восточная часть Архыз-Гузеришльской зоны, вся Восточно-Балкарская и северо-западная часть Дигоро-Осетинской зоны по-прежнему остаются приподнятыми. Здесь на всем протяжении первого этапа существует геоморфологически выраженное *Центрально-Кавказское поднятие*, которое далее к востоку, видимо, сливается с обширным приподнятым массивом Предкавказской суши и является основным источником сноса обломочного материала для северного борта геосинклинального прогиба Большого Кавказа. На это указывает состав пород кистинской свиты на северном борту прогиба (Беридзе, 1970; Кахадзе, 1947; Левченко, 1940; Чихрадзе, 1969), а также замещение верийотской свиты континентальными образованиями хумаринской свиты в восточной части Архыз-Гузеришльской зоны.

На Восточном Кавказе грубообломочные и вулканогенные образования кистинской свиты известны в Горной Кахетии. Их большая мощность (более 2000 м) заставляет думать, что они принадлежат осевой части геосинклинального прогиба, но грубый состав указывает на близкое расположение области поднятия и размыва.

Большая часть герцинской складчатой области к северу от Тырнауз-Пшекишской повной зоны в синемюрское и карикское время оставалась приподнятой, образуя обширную *Предкавказскую сушу*. В лотарингии, а главным образом в кариксе, на ее западной, южной и, вероятно, восточной периферии



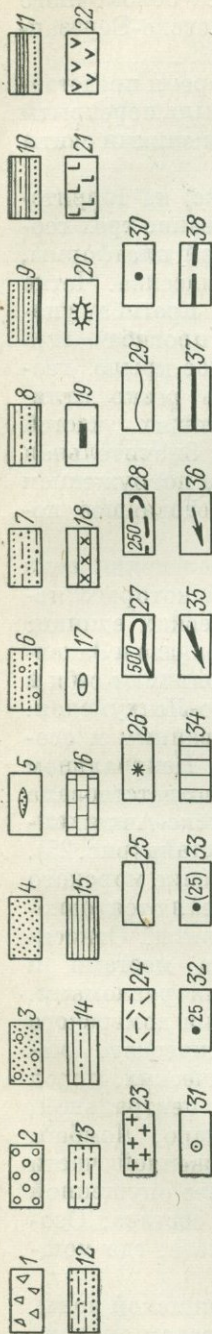


Рис. 24. Схема распределения фаций и мощностей отложений нижнего лейаса — карикса.

1 — брекчи; 2 — конгломераты; 3 — песчаники с галькой и гравием; 4 — песчаники; 5 — линзы песчаников; 6 — песчаники и алевролиты с галькой и гравием; 7 — песчаники и алевролиты; 8 — песчаники и аргиллиты; 9 — песчаники и аргиллиты; 10 — аргиллиты с прослоями песчаников и алевролитов; 11 — аргиллиты с прослоями песчаников; 12 — алевролиты с прослоями песчаников; 13 — аргиллиты с прослоями песчаников; 14 — алевролиты с прослоями песчаников; 15 — известняки; 16 — известняки; 17 — линзы известняков; 18 — олистоцветные железные руды; 19 — пласти угля; 20 — рифовые массивы. Вулканогенные породы: 21 — основного состава, 22 — среднего и среднекислотного состава, 23 — кислого состава; 24 — пирокластические породы. Вулканогенные породы: 21 — основного состава, 22 — среднего и среднекислотного состава, 23 — кислого состава; 24 — пирокластические породы. Вулканогенные породы: 21 — основного состава, 22 — среднего и среднекислотного состава, 23 — кислого состава; 24 — пирокластические породы. Основные (через 500 м); 25 — границы распространения эффузивных и пирокластических образований; 26 — центры излияний; 27 — изохалиты (через 500 м); 28 — изохалиты (через 250 м); 29 — граница фаций; 30 — разрыв по обнажениям; 31 — разрыв по скважинам; 32 — полная мощность; 33 — мощность, полученная путем условного деления нерасчлененной толщи; 34 — области денудации. Направления сноса обломочного материала: 35 — главные, 36 — второстепенные; 37 — Тырнауза-Шекишская и Кахетинско-Лечхумская шовные зоны; 38 — конседиментационные разломы

также образуется несколько крупных прогибов. Однако в отличие от геосинклинального прогиба они выполнены в основном лагунно-континентальными отложениями, накоплением которых здесь начинается формирование эпигерцинского платформенного чехла. В расположении этих прогибов не отмечается прямой связи со строением герцинского фундамента; они представляют собой типичные наложенные структуры.

Основную часть Лабино-Малкинской зоны занимает *Ахметовский прогиб*. Его западная часть, заложившаяся еще в лотарингское время, выполнена маломощными мелководно-морскими отложениями вериютской свиты. Центральная, наиболее прогнутая, и восточная, периферическая, части прогиба возникли только в кариксе и выполнены отложениями угленосной хумаринской свиты мощностью до 1000 м. В междуречье Зеленчук — Малка она образована чередованием прибрежно-морских и аллювиально-озерных (и болотных) фаций, а на северной и северо-восточной периферии прогиба представляет собой целиком аллювиально-озерную толщу. Основным источником сноса обломочного материала в Ахметовский прогиб служила Предкавказская суша, а также отходящее от нее к западу *Черкесско-Фроловское поднятие*. Второстепенным источником сноса являлись участки суши в пределах *поднятия Передового хребта*, которые вместе с Центрально-Кавказским поднятием отделяли Ахметовский прогиб от северного борта геосинклинального прогиба Большого Кавказа. Более мелкие поднятия (Дадумкаинское, Бабугейское) развивались в течение карикского века и внутри самого Ахметовского прогиба. Они расчленили его на ряд полуизолированных впадин и оказывали очень существенное влияние на распределение фаций и мощностей осадков. С разломами фундамента, ограничивавшими эти частные проявления магматической деятельности в виде излияний лав и выброса пирокластического материала андезит-дацитового состава.

К северу от Черкесско-Фроловского поднятия в карикское время заложилась крупная *Восточно-Кубанская впадина*, заполнявшаяся континентальными отложениями,

аналогичными хумаринской свите, мощностью до нескольких сотен метров. Предполагается, что к этому же времени относится заложение Копанского и Западно-Кубанского прогибов. Источниками сноса обломочного материала в эти прогибы служили Черкесско-Фроловское, Каневско-Березанское поднятия и Предкавказская суша (Горлов, Дьяконов, 1972).

Закавказский срединный массив в синемюрское и карикское время представлял собой устойчивое поднятие, лишь отдельные части которого были перекрыты очень мало мощными (до 200 м) морскими грубообломочными отложениями свиты «кварцевых песчаников».

Таким образом, в течение первого этапа (синемюр — карикс) на территории Большого Кавказа и смежных областях начинается формирование трех геотектонических единиц первого порядка: эпигерцинской Скифской платформы, геосинклинали Большого Кавказа и Закавказского срединного массива. Четко обособляется в это время лишь осевая часть геосинклинали прогиба, унаследовавшая положение позднегерцинского геосинклинали прогиба южного склона (Сомин, 1971). Относительно же приподнятое северное крыло геосинклинали было еще слабо втянуто в прогибание и не очень резко отличалось по характеру осадконакопления и магматизма от прилегающих частей Скифской платформы (несмотря на отмеченные выше различия). Значительная же часть территории Большого Кавказа вообще не была захвачена погружением и представляла собой Центральное-Кавказское поднятие, унаследовавшее положение позднегерцинской геантиклинали Главного хребта.

Домер — начало раннего байоса. Домерский, тоарский и ааленский века представляют собой единый этап развития, характерной чертой которого является наиболее четкое обособление трех крупных геотектонических единиц: эпигерцинской Скифской платформы, геосинклинали Большого Кавказа и Закавказского срединного массива. Соответственно, очень отчетливо проявляют себя и разделяющие их шовные зоны — Тырнауз-Пшекишская и Кахетино-Лечхумская.

Геосинклинали Большого Кавказа характеризуется унаследованным и особенно интенсивным развитием геосинклинали прогиба. На Центральном Кавказе осевая часть его, несколько расширившаяся к северу, соответствовала Бзыбско-Казбекской зоне, на Северо-Западном Кавказе — Гойтхско-Ачишхинской зоне, на Восточном Кавказе — Внутренней зоне Горного Дагестана (рис. 25).

В домере и раннем тоаре в прогибе происходит резкое углубление морского бассейна. Пестрые в фациальном отношении толщи карикса сменяются однообразными глинисто-алеуритовыми отложениями циклаурской свиты. Относительно глубоководный трог осевой части прогиба с севера, а местами и с юга отделялся от своих менее погруженных бортов крупными разломами. С развитием этих разломов тесно связаны интенсивные проявления домерского магматизма в виде подводных излияний лав, выбросов пирокластического материала и внедрения мелких даек и силлов. Состав магматических пород тесно связан с интенсивностью прогибания геосинклинали. В центральной, сравнительно слабо погруженной части (реки Аватхара, Санчаро, Домбай, Ахей) развиты породы средне-кислого состава, в более погруженной части (реки Пшеха, Белая) — среднего и основного состава, а в наиболее опущенной восточной части (Осетия, Кахетия) — исключительно основного состава. Особенно глубоким и широким был этот прогиб на Восточном Кавказе, где мощность циклаурской свиты достигает 4000—4500 м.

Южный борт прогиба, занимавший территорию Абхазско-Рачинской зоны, отличается меньшей мощностью (300—800 м) и более грубым составом отложений циклаурской свиты.

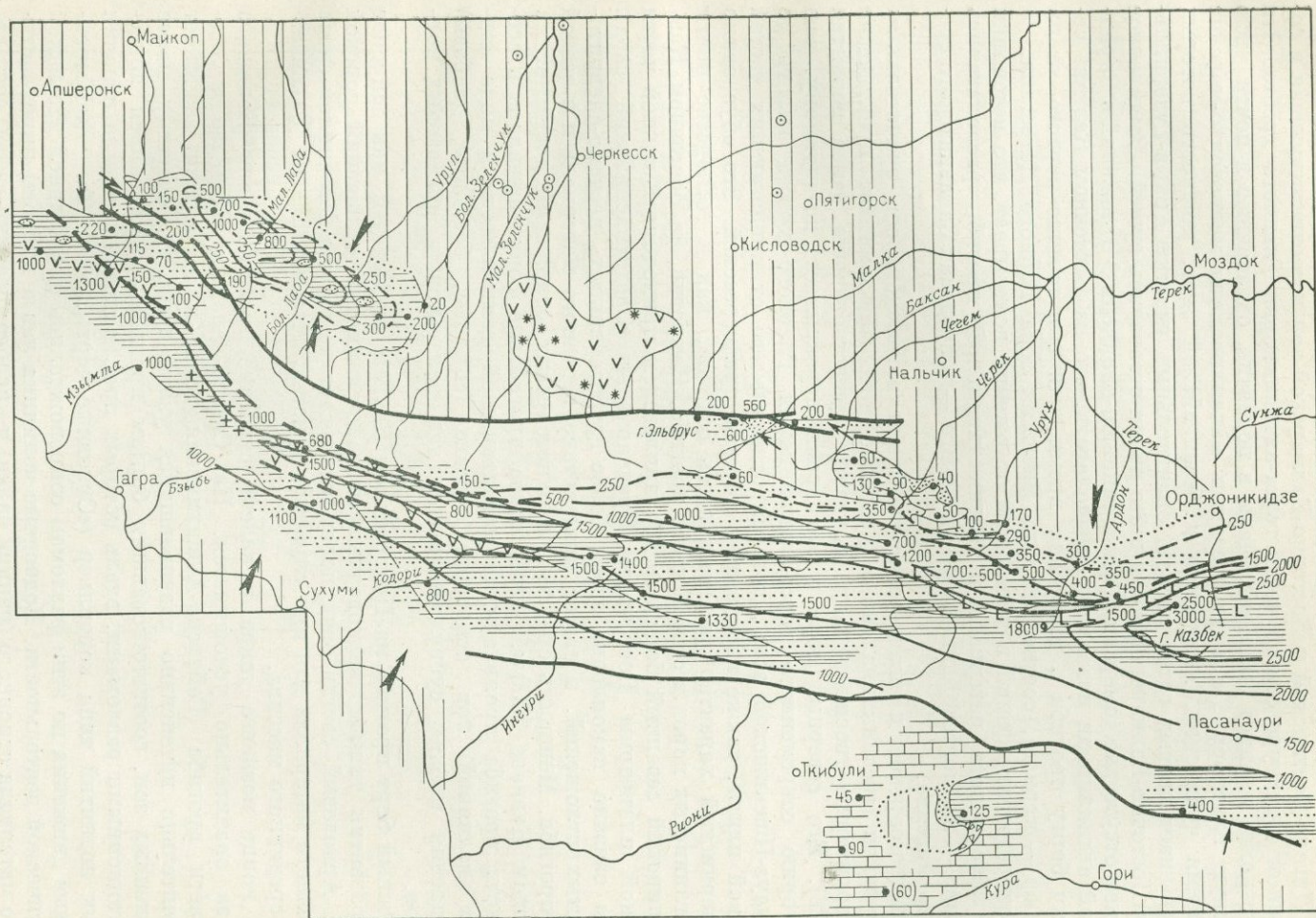


Рис. 25. Схема распределения фаций и мощностей домерских отложений.

Условные обозначения см. на рис. 24.

Более четко выделяется на Центральном Кавказе северная, слабо погруженная часть геосинклинали, охватывающая территорию Архыз-Гузерицкой, Дигоро-Осегинской и Восточно-Балкарской зон и соответствующая в современной структуре осевой части горст-антиклинория Главного хребта. Эти зоны в конце карикса были вовлечены в поднятие, охватившее и почти всю Скифскую платформу, а в домере здесь накапливаются мелководно-морские отложения чубинской, мизурской и безингийской свит, мощность которых не превышает первых сотен метров. Значительные участки Архыз-Гузерицкой и Восточно-Балкарской зон и в это время оставались сушей. Выявленное бурением отсутствие домерских (как и синемюр-карикских) отложений в Варандинской антиклинали позволяет предполагать, что на Восточном Кавказе северному борту прогиба в домерское время, как и в течение первого этапа (синемюр — карикс), соответствовала Внешняя зона Горного Дагестана.

Распределение фаций и мощностей отложений показывает, что источники сноса обломочного материала в геосинклинальный прогиб, располагались на севере — на Скифской платформе, и на юге — в пределах Закавказского срединного массива.

Среднетоарское и позднеотоарское время ознаменовалось значительным расширением геосинклинального прогиба, который занимает практически всю территорию геосинклинали, подавляя существовавшие ранее поднятия (рис. 26). Его северный борт в это время перекрывает, по-видимому, всю территорию современного горст-антиклинория Главного хребта вплоть до Тырнауз-Пшекишской зоны, которая отделяла его от прилегающих частей Скифской плиты, также перекрытых морской трансгрессией. Это обусловило тонкозернистый характер развитых здесь осадков, как и господство почти чисто глинистых пород в осевой части прогиба. Напротив, на Восточном Кавказе широкий северный борт прогиба прилегал к приподнятой южной части Скифской платформы Восточного Предкавказья (Среднекаспийский свод). С этим связано накопление здесь более грубозернистых, песчано-алевритоглинистых отложений, а также присутствие песчаного материала и в осевой части прогиба. Мощность средне- и верхнетоарских отложений достигает на Восточном Кавказе 3000 м. Интенсивное прогибание сопровождалось в осевой части прогиба проявлениями магматической деятельности в виде подводных излияний лав основного состава (спилиты, базальты, диабазы) и внедрения мелких субвулканических тел долеритов и диабазовых порфиритов.

Южный борт прогиба на Центральном Кавказе выделяется как широкое поле развития типично-мелководных песчано-глинистых отложений сорской свиты. Аркозный состав этих пород указывает на то, что источником сноса обломочного материала для них служили кристаллические породы Закавказского срединного массива.

В конце позднего тоара и аалене строение геосинклинали Большого Кавказа значительно усложняется. На Северо-Западном Кавказе в осевой части прогиба (Гойтхско-Ачишхинская зона) в это время возникает исключительно интенсивно развивавшийся узкий трог. От смежных менее погруженных зон, соответствовавших бортам прогиба, он отделялся конседиментационными разломами, вдоль которых прослеживались иногда цепочки местных поднятий типа кордильер («Основные черты...», 1962). Дифференциальные движения по этим разломам сопровождалась интенсивной вспышкой магматической деятельности. Подводные излияния лав и выбросы пирокластического материала основного (ранний аален) и кислого (поздний аален) состава,

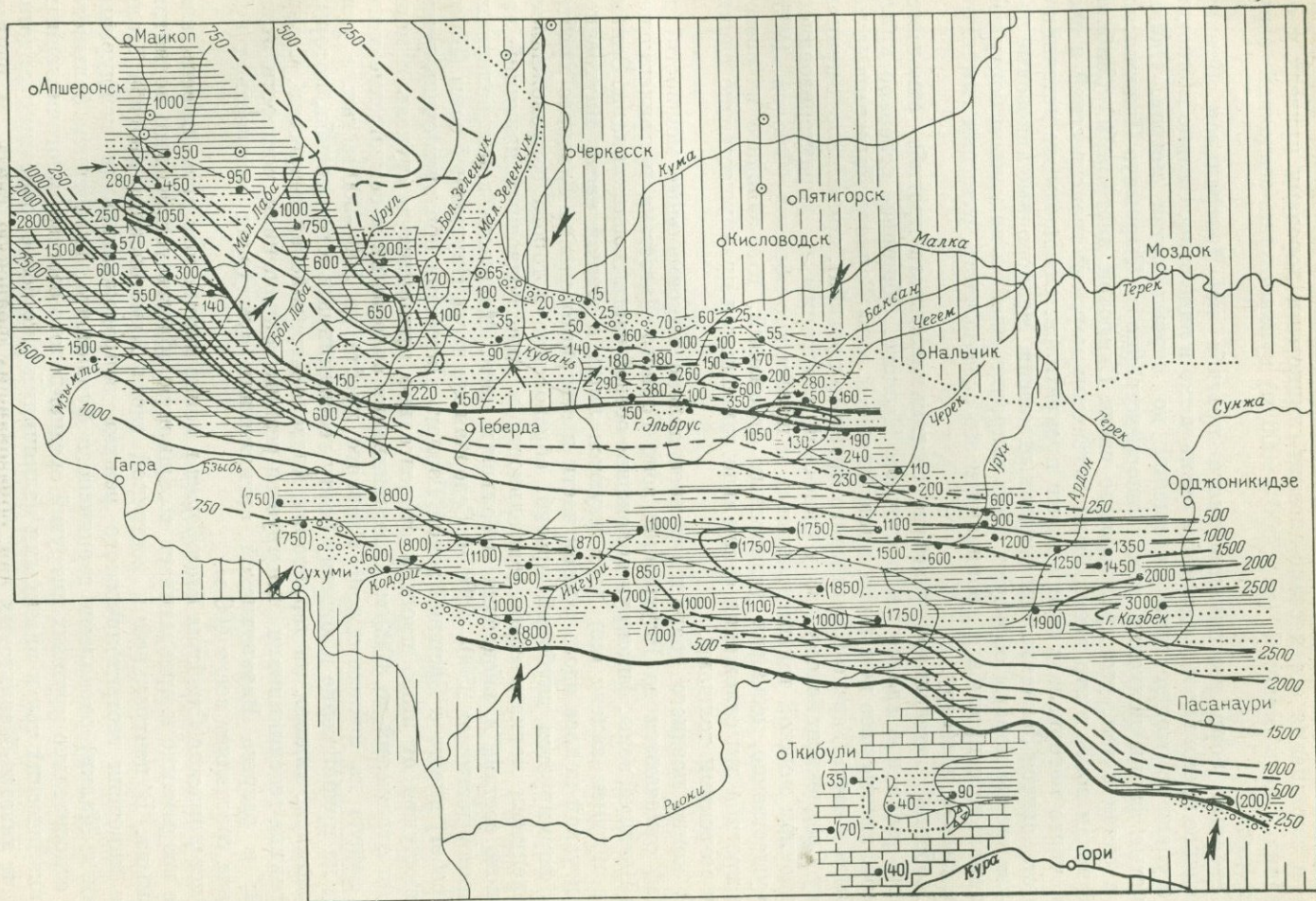


Рис. 26. Схема распределения фаций и мощностей тоарских отложений.

Условные обозначения см. на рис. 24.

а также внедрение многочисленных даек и силлов в процессе прогибания трога и заполнения его песчано-алеваит-глинистыми породами привели к образованию здесь мощной (до 3500—4000 м) вулканогенно-осадочной серии Гойтх (рис. 27).

Северный борт геосинклинального прогиба на Центральном Кавказе в ааленское время вновь выделяется очень четко в виде относительно приподнятой ступени с мощностями отложений до первых сотен метров. Однако глинистые фации подходят здесь непосредственно к Тырнауз-Пшекишской зоне в связи с тем, что прилегающие части Скифской платформы (Лабино-Малкинская зона) в это время были захвачены морской трансгрессией и сноса обломочного материала с севера почти прекратился. Основным же источником сноса становится Закавказский срединный массив. Мелководные аркозовые песчано-глинистые породы образуют здесь широкие шлейфы на южном борту геосинклинального прогиба и проникают в его осевую часть, оттесняя глинистые фации далеко к северу.

Особенно интенсивное развитие геосинклинального прогиба отмечается в конце тоара и в аалене на Восточном Кавказе. Обширное северное крыло прогиба, занимавшее всю территорию Внешней зоны Горного Дагестана (а может быть и часть Терско-Каспийского краевого прогиба), примыкало к приподнятому Среднекаспийскому своду Скифской платформы и характеризовалось накоплением мощной толщи дельтовых и прибрежно-морских (Фролов, 1965), преимущественно песчаных угленосных отложений. Юго-западнее в осевой части прогиба эти отложения фациально замещаются преимущественно глинистыми морскими толщами.

В конце позднего тоара и в раннем аалене максимальные мощности (до 4000 м) отмечаются во Внутренней зоне Горного Дагестана и прилегающей части Внешней зоны, фиксируя положение осевой части геосинклинали. Однако уже в позднем аалене они локализуются лишь в южной части Внутренней зоны в узкой полосе вдоль осевой части и северного склона Главного хребта. Здесь формируется глубокий прогиб, образование которого сопровождалось проявлениями магматической деятельности в виде подводных излияний лав основного состава и внедрения небольших даек. Мощность верхнеааленских отложений достигает 2500—4000 м. Северная же часть Внутренней зоны (Боковой хребет) вместе с Внешней зоной Горного Дагестана образует очень резко отделяющуюся от этого прогиба относительно приподнятую ступень с мощностями отложений до 1000 м. Опесчанивание отложений и сокращение мощности аалена на южном склоне Главного хребта до 500—900 м также указывает на приближение к южному борту геосинклинального прогиба, который располагался, видимо, на территории Алазано-Агричайской депрессии. Северная граница геосинклинали фиксируется резким сокращением мощности отложений; в разрезе Варандинской антиклинали суммарная мощность тоара и аалена составляет всего 400 м.

Эпигерцинская Скифская платформа в конце карикского времени испытала резкое воздымание и превратилась в обширную область устойчивого поднятия и размыва. В центральной и восточной части Ахметовского прогиба столь резкая инверсия геотектонического режима сопровождалась (в междуречье Кубани и Малки) расколами герцинского фундамента, внедрением большого числа относительно крупных интрузий среднекислого состава, многочисленных субвулканических тел и наземными излияниями уже более основных андезитовых и андезит-базальтовых лав, образовавших шоанскую свиту. В раннем тоаре в условиях возникшего здесь расчлененного рельефа на отдельных

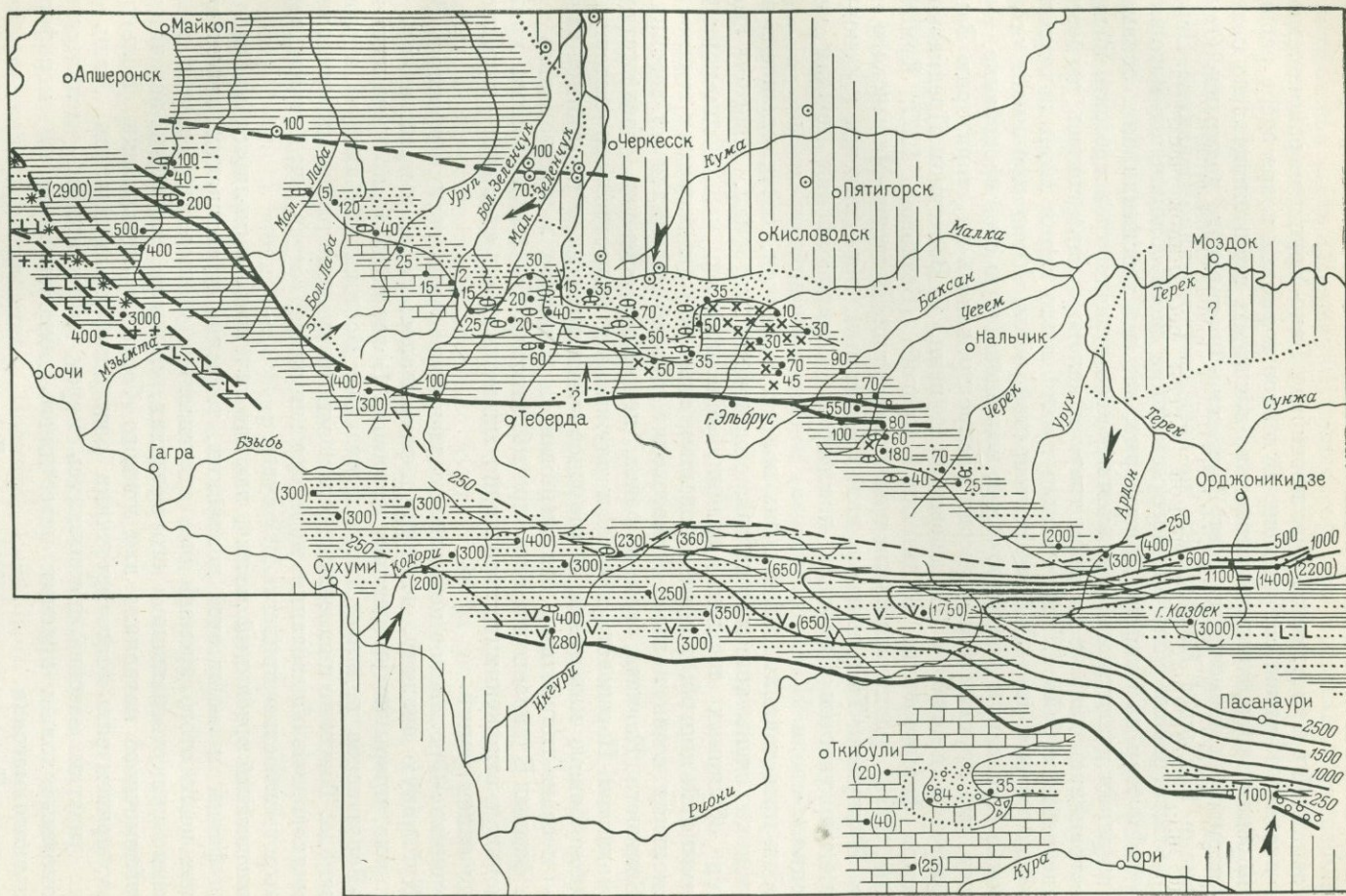


Рис. 27. Схема распределения фаций и мощностей ааленских отложений.

Условные обозначения см. на рис. 24.

участках накапливались грубообломочные континентальные образования муз-духской свиты.

В западной части Ахметовского прогиба, в Бело-Урупском районе морской режим в конце карикса сохранился. В домере и раннем тоаре здесь располагался морской залив, который несколько расширил свою площадь по сравнению с карикским временем за счет Черкесско-Фроловского поднятия. От геосинклинали Большого Кавказа его по-прежнему отделяло поднятие Передового хребта, игравшее роль важного источника сноса обломочного материала.

Средний тоар на Скифской платформе, как и в геосинклинали, ознаменовался широким развитием начавшейся в домере морской трансгрессии, которая распространялась далее в позднем тоаре и аалене и завершилась регрессией в начале раннего байоса. Ахметовский прогиб в это время вновь захватывает почти всю территорию Лабино-Малкинской зоны. Море проникает отсюда в Восточно-Кубанскую впадину, также возобновившую свое прогибание. Предполагают, что морская трансгрессия распространялась на территорию Западно-Кубанского прогиба и Тимашевской ступени. В Восточном Предкавказье начинается формирование Калмыцкого прогиба (Безносков, 1967; Ермаков, Гришина, 1972), располагавшегося на территории Восточно-Манычского прогиба и Прикумско-Тюленевского вала. Тем самым, обособляются и основные приподнятые участки Скифской платформы: Ставропольский (южная часть Половецкого свода Н. В. Безносова) и Среднекаспийский своды.

Своды представляли собой очень пологие поднятия, поставившие в прогибы только очень тонкозернистый обломочный материал. Прогибы имели характер обширных плоских впадин, заполненных мелководно-морскими (а Калмыцкий прогиб, видимо, континентальными) отложениями мощностью до нескольких сотен метров. Ахметовский прогиб отделялся от геосинклинали Большого Кавказа, как и ранее, цепочкой островов, соответствовавших поднятию Передового хребта и служивших существенным источником сноса обломочного материала. В тоарское время краевые части прогиба заполнялись песчано-глинистыми отложениями, а в центре локализовались глинистые фации. В аалене же весь прогиб заполняется маломощными крайне мелководными отложениями, характеризующимися очень сложным пятнистым расположением фаций.

Черкесско-Фроловское поднятие, разделявшее Ахметовский прогиб и Восточно-Кубанскую впадину, частично перекрывалось морем и представляло собой, видимо, прерывистую цепочку островов. Более четко было выражено Каневско-Березанское поднятие, ограничивавшее Восточно-Кубанскую впадину с юго-запада. Тоарские и ааленские отложения во впадине также представляют собой мелководные образования, но имеют глинистый состав, что определяется лишь выровненностью прилегающей суши.

Закавказский срединный массив, как это отчетливо выявляется из распределения фаций и мощностей домерских, тоарских и ааленских отложений, в течение всего этого времени был относительно приподнят. Участки суши, несомненно существовавшие в его пределах, служили основным источником сноса обломочного материала для южного борта геосинклинали Большого Кавказа, причем роль этого источника постоянно увеличивалась. Лишь небольшие участки массива покрывались морем, отложившим мелководные и маломощные толщи красных известняков, обнажающиеся по периферии Дзирульского массива.

Тырныауз-Пшекишская и Кажетино-Лечхумская шовные зоны на протяжении всего рассматриваемого этапа активно проявляли себя как границы резко

различно развивавшихся элементов земной коры. Кахетино-Лечхумская зона и центральная часть Тырнауз-Пшекишской зоны представляли собой одиночные конседиментационные разломы, ограничивавшие геосинклиналь Большого Кавказа. На западном и восточном окончании Тырнауз-Пшекишская зона состояла из нескольких узких блоков, разделенных конседиментационными разломами. Здесь развивалось несколько узких глубоких прогибов, разделенных кордильерами.

К началу раннего байоса прогрессирующее обмеление морского бассейна, рост новых поднятий привели к замыканию прогибов как на платформе, так и в геосинклинали и к общей регрессии моря. Осушена была в это время вся Скифская плита, большая часть геосинклинали и Закавказского срединного массива. Морской режим сохранялся только в зоне Южного склона, на отдельных участках Внешней зоны Горного Дагестана, Абхазско-Рачинской зоны, на северо-восточной периферии Дзирульского массива.

Байос — бат

Вторая, заключительная фаза раннеальпийской стадии развития Большого Кавказа ознаменовалась резкой инверсией геотектонического режима. Как и предыдущая, она начинается широкой морской трансгрессией в раннем байосе и завершается общей регрессией в конце батского века, поднятием и осушением почти всей территории Большого Кавказа и прилегающих областей. Однако, если в первую фазу, в ранней юре и аалене, в пределах геосинклинали господствовали нисходящие движения и определяющей тенденцией ее развития было расширение и углубление геосинклинали прогиба, то вторая фаза, напротив, характеризуется последовательным разрастанием системы центральных поднятий, развитие которой как активной положительной структуры определяет основные черты тектонической эволюции Большого Кавказа в байосское и батское время. На существование таких поднятий указывает, прежде всего, литологический состав байосских отложений Северного склона Центрального Кавказа. В нижнебайосских отложениях здесь широко распространены и иногда даже преобладают продукты размыва добайосских юрских пород. Количество их постепенно убывает вверх по разрезу одновременно с увеличением содержания аркозовых обломочных пород с обилием граната, хлорита и биотита в тяжелой фракции (Р. С. Безбородов, 1961 г.), которые господствуют в верхнем байосе. Основным источником этого материала могли служить только поднятия, располагавшиеся южнее в пределах современного горст-антиклинория Главного хребта и Передового хребта и сложенные доюрскими кристаллическими породами, так как по направлению к северу аркозовые песчаники замещаются кварцевыми (П. С. Жабрева, 1966 г.). На снос обломочного материала с юга указывает и распределение фаций верхнебайосских отложений Лабино-Малкинской зоны. Таким образом, в осевой части Кавказа должно было существовать крупное Центрально-Кавказское поднятие, прогрессирующий рост которого вызвал интенсивный размыв сначала юрских (в раннем байосе), а затем и доюрских (в позднем байосе) пород. Это поднятие располагалось в северной периферической части геосинклинали (Архыз-Гузерицкая и южная часть Дигоро-Осетинской зон), которая и ранее выделялась как относительно приподнятая ступень, обнаруживавшая геоантиклинальные тенденции. Поднятие Передового хребта в южной части Скифской платформы, выделявшееся в лейасе и аалене, также, вероятно, вошло в его состав.

На Восточном Кавказе в байосе также возникает геоморфологически выраженное поднятие на месте современного антиклинория Бокового хребта. Оно носит название Самуро-Шахдагской геоантиклинали и располагается там, где уже в позднем аалене существовала относительно приподнятая зона. На существование этого поднятия как местного источника сноса указывает литологический состав и распределение фаций и мощностей байосских отложений, во Внешней зоне Горного Дагестана (Безнос, 1967; Иванов 1968; Фролов, 1965) и на южном склоне в Азербайджане (Шихалибейли, Агаев, 1972).

Центрально-Кавказское и Самуро-Шахдагское поднятия разделили геосинклиналь Большого Кавказа на две части. К северу от них в байосе и раннем бате обособляется Балкаро-Осетино-Дагестанский прогиб (или система прогибов), заполнявшийся такими же, как в лейасе — аалене, песчано-глинистыми толщами джорской, кумухской и цудахарской свит (рис. 28). В Восточно-Балкарской зоне формирование нового глубокого прогиба, на месте очень слабо прогибавшегося до этого участка северного борта геосинклинали, сопровождалось вспышкой интенсивной магматической деятельности. Здесь образуется комплекс эффузивных, пирокластических и субвулканических пород основного (диабазы, эссекиты — тешениты, спилиты, базальтовые порфириты) и среднекислого (розовые и белые трахиты, липаритовые порфиры) состава, близкий к спилито-кератофировой формации. К середине батского времени этот прогиб замкнулся в связи с прогрессирующим ростом системы центральных поднятий.

Непосредственно к югу от поднятий на месте осевой части раннеюрского — ааленского прогиба на Центральном Кавказе и обособившейся в позднем аалене зоны максимального погружения на Восточном Кавказе (Главный хребет) формируется узкий прогиб южного склона. В нем, как и в раннеюрско-ааленское время, по-видимому, без перерыва, продолжается накопление песчано-глинистых толщ на протяжении всего байосского и батского веков. На Восточном Кавказе устанавливаются признаки сноса в этот прогиб обломочного материала с севера, из Самуро-Шахдагского поднятия, и с юга, с кордильеры, находившейся на месте Вандамской зоны. На Центральном Кавказе прогиб Южного склона местами также, вероятно, ограничивался с юга геоантиклинальными поднятиями (на месте Сванетской, Сорской антиклиналей), но в других случаях мог и непосредственно сливаться с расположенным южнее огромным вулканогенным прогибом.

Вулканогенный прогиб охватывал территорию Абхазско-Рачинской зоны, Алазано-Агричайской депрессии, весь Закавказский срединный массив и северную часть Малого Кавказа. Формирование его сопровождалось исключительно интенсивной магматической деятельностью, приведшей к накоплению мощной (до 3000 м) вулканогенно-осадочной толщи типа порфиритовой формации байосского возраста. Центры вулканизма были приурочены, видимо, к системе крупных флексур, отделявших вулканогенный прогиб от гораздо менее погруженного прогиба Южного склона. Протягивающаяся вдоль этой флексуры Абхазско-Рачинская зона представляла собой узкий глубокий «ров», выполненный эффузивно-пирокластическими образованиями большой мощности. В то же время Закавказский срединный массив, в пределах которого господствуют пирокластические и осадочные породы, оставался относительно приподнятым. На нем и в это время оставались геоморфологически выраженные поднятия — острова, подвергавшиеся размыву. В начале бата рост этих поднятий приводит к замыканию вулканогенного прогиба (за исключением его малокавказской части). Большая часть его была вовлечена в поднятие и только в отдельных остаточных морских (Бзыбь) и пресноводных лагунных (Ткварчели,

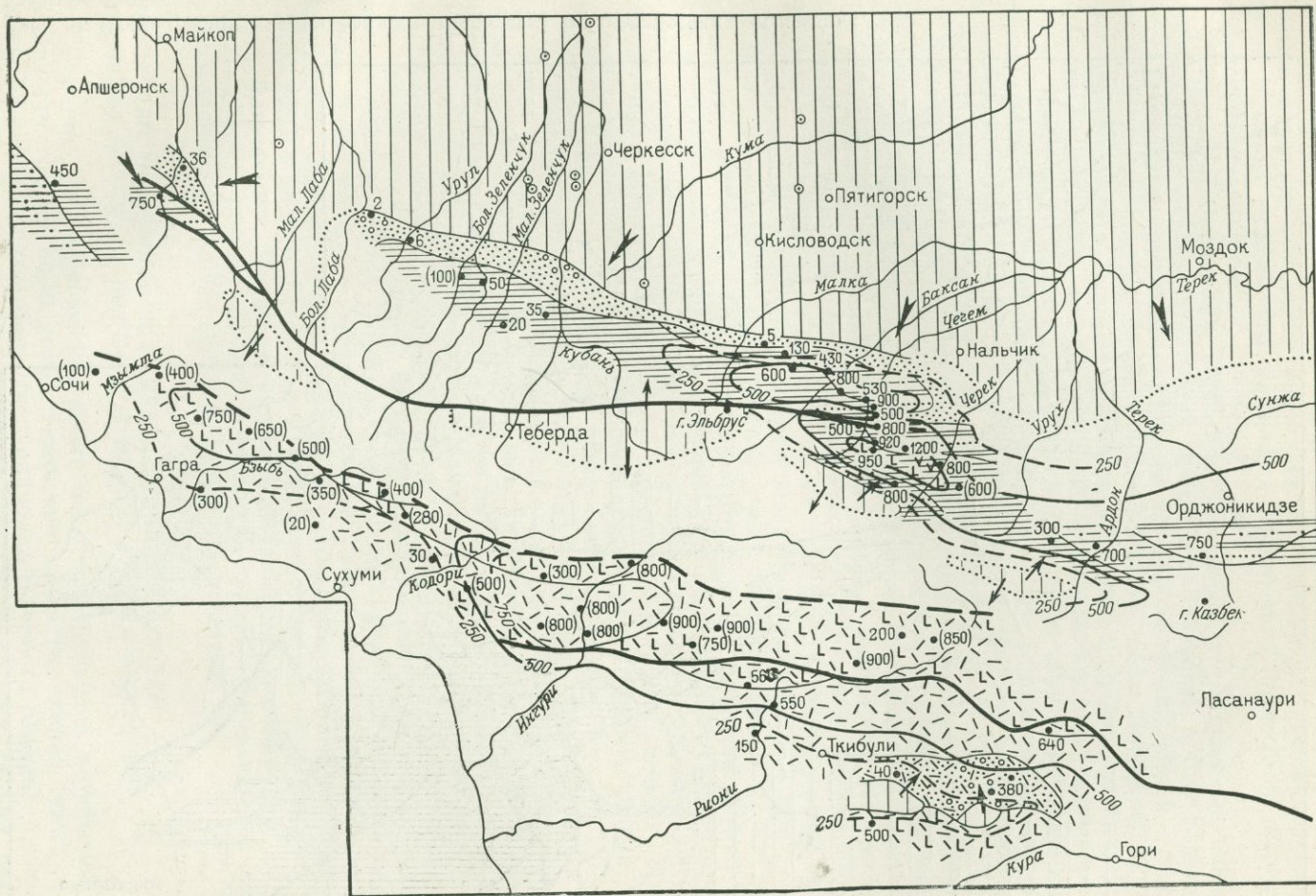


Рис. 28. Схема распределения фаций и мощностей нижнебайосских отложений.

Условные обозначения см. на рис. 24.

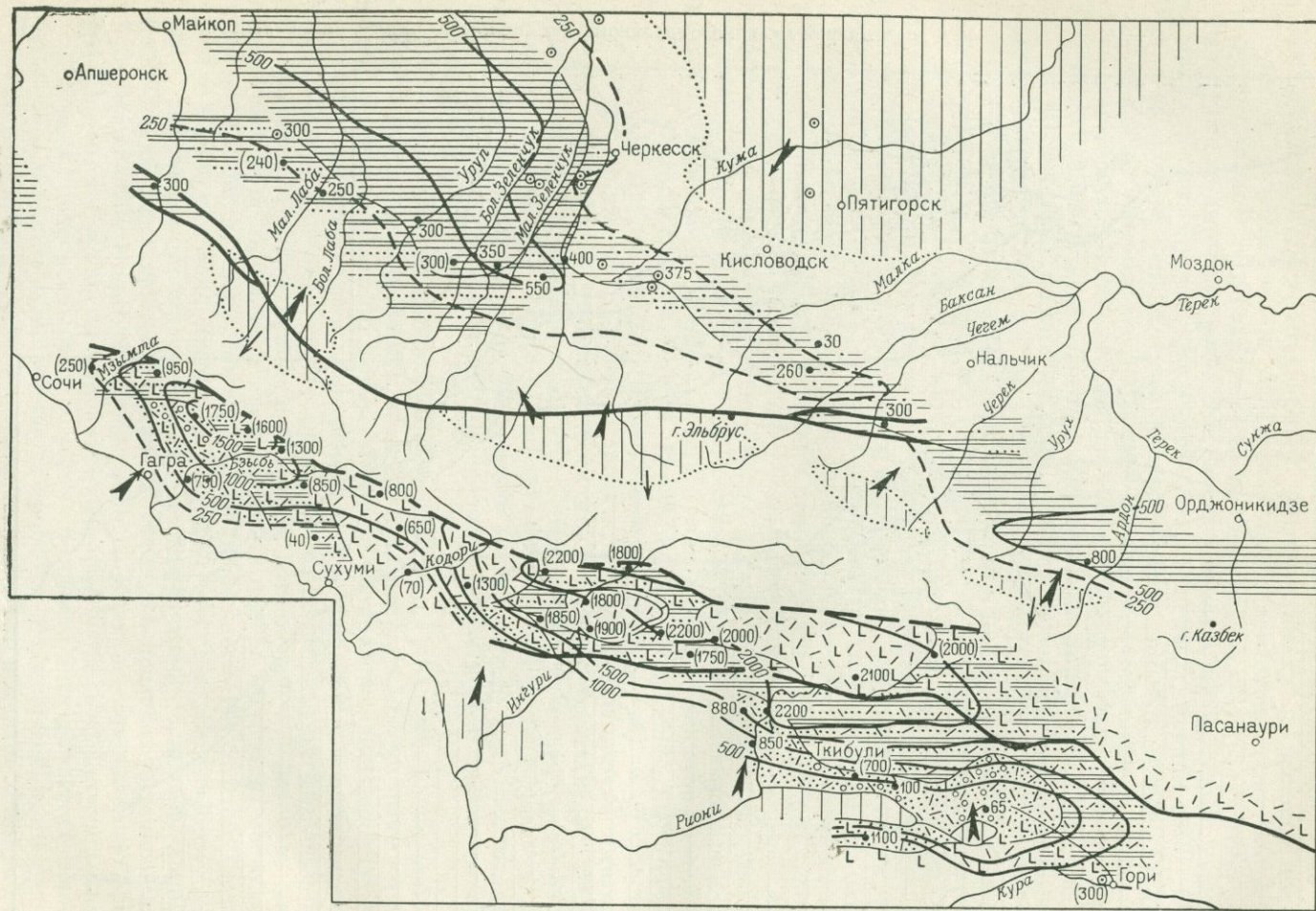


Рис. 29. Схема распределения фаций и мощностей верхнебайосских отложений.
Условные обозначения см. на рис. 24.

Ткибули и др.) бассейнах, зажатых между поднятиями, еще продолжалось накопление маломощных песчано-глинистых угленосных отложений. Продукты размыва порфиритовой серии сносились и в еще продолжавший развиваться прогиб Южного склона, где в батских отложениях отмечается перемытый вулканогенный материал.

В пределах Скифской платформы достоверно установленные байосские и нижнебатские морские отложения известны в Лабинском и Калмыцком прогибах. Лабинский прогиб, выполненный 500—800-метровой песчано-глинистой толщей, в раннем байосе занимал только южную часть Лабино-Малкинской зоны, прилегающую к Тырнауз-Пшекишскому шву, и продолжал, по сути дела, развитие Ахметовского прогиба. В позднем байосе он распространяется далеко на север, захватывая всю Лабино-Малкинскую зону, Черкесско-Фроловское поднятие и Восточно-Кубанскую впадину. Ось его смещается вследствие возрастания Центрально-Кавказского поднятия в северном направлении примерно до линии Зеленчук — Лабинск (рис. 29).

К концу бата практически весь Большой Кавказ представлял собой поднятие, продукты разрушения которого сносились к югу и северу. Они частично сохранились в виде грубообломочных пород свиты Сарыдюз на Северном Кавказе и верхней части батских угленосных толщ в Закавказье. Общее поднятие Большого Кавказа в батское время сопровождалось в геосинклинальной его части интенсивным проявлением магматизма в интрузивной форме. В Бзыбско-Казбекской и Абхазско-Рачинской зонах, которые в ранней юре — аалене и байосе представляли собой активно развивающиеся прогибы, а в батское время были вовлечены в поднятие Большого Кавказа, инверсия геотектонического режима сопровождалась внедрением ряда крупных интрузий гранодиоритового состава и целой серии мелких субвулканических тел. Этот магматизм совершенно не затронул ни Скифскую платформу, ни ту часть Бзыбско-Казбекской зоны, где располагался геосинклинальный прогиб Южного склона, развивавшийся, видимо, непрерывно до конца батского века.

К концу средней юры везде, кроме этой зоны, была сформирована в основных чертах и современная тектоническая структура ниже-среднеюрских отложений. Об этом говорит несогласное залегание слабо дислоцированных верхнеюрских отложений на смятых в складки ниже-среднеюрских породах на периферии мегантиклинория Большого Кавказа и пересечение верхнебайосскими диабазовыми дайками складок и разломов, затрагивающих ниже-среднеюрские отложения в его осевой части. Совершенно иной характер имеет узкая полоса, где развивался байос-батский геосинклинальный прогиб Южного склона. Здесь ниже- и среднеюрские отложения, обнажающиеся по краям Чиаурского, Дибрарского и Новороссийского синклиналиев, не претерпели складчатости в конце средней юры и дислоцированы совместно с верхнемезозойскими флишевыми образованиями, выполняющими синклиналии. Диабазы образуют здесь уже не секущие дайки, а силлы, дислоцированные согласно с вмещающими их ниже-среднеюрскими отложениями.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАННЕАЛЬПИЙСКОЙ СТАДИИ РАЗВИТИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ОБЛАСТЕЙ

В ранне- и среднеюрское время на рассматриваемой территории четко выделяется три крупных геотектонических элемента: южная часть эпигерцинской Скифской платформы, геосинклиналь Большого Кавказа и Закавказский срединный массив, — в развитии которых отмечается резкое различие.

Геосинклиналь Большого Кавказа, ограниченная Тырныуз-Пшекишской и Кахетино-Лечхумской шовными зонами, в ранне- и среднеюрское время проходит полный цикл развития типично геосинклинального прогиба, от его заложения в раннем лейасе до полного замыкания в бате. Хотя осевая часть этого прогиба и унаследовала положение позднегерцинского геосинклинального прогиба Южного склона, в целом он захватывает гораздо большую площадь и представляет собой новообразованную структуру, наложенную на герцинское складчатое основание. Свидетельством раздробления этого жесткого основания при неравномерном погружении его частей являются проявления магматизма средне-кислого состава, свойственные отложениям кистинского комплекса почти на всей площади геосинклинали. Начало наиболее интенсивного развития прогиба в домере сопровождалось проявлениями типично геосинклинального подводного вулканизма, интенсивность и состав которого непосредственно связаны с глубиной прогибания отдельных участков трога и с возникновением ограничивающих его глубоких разломов. Усиление дифференциальных тектонических движений в позднем лейасе и аалене приводило к возникновению в пределах этого прогиба отдельных наиболее интенсивно опускавшихся трогов и частных поднятий, формирование которых также сопровождалось интенсивным подводным вулканизмом основного и кислого состава.

Заключительный этап раннеальпийской стадии развития геосинклинали Большого Кавказа (в байосе и бате) характеризуется последовательным разрастанием центрального поднятия. Оно возникает в южной части северного крыла геосинклинали и ранее отличавшегося меньшим прогибанием. Последовательное разрастание центрального поднятия приводит к общему воздыманию в конце батского времени всей территории Большого Кавказа. Общая инверсия геотектонического режима сопровождалась складчатостью и слабым региональным метаморфизмом юрских отложений на большей части геосинклинали, а также внедрением целой серии даек и силлов, образующих так называемый «диабазовый пояс», и ряда довольно крупных интрузий гранодиоритового состава в осевых ее частях.

Отсутствие в конце средней юры массового развития типичных орогенных формаций и интенсивного орогенного гранитоидного магматизма (маломощные батские угленосные толщи и немногочисленные гранодиоритовые интрузии вряд ли могут претендовать на эту роль) не позволяет рассматривать ранне-среднеюрский период как самостоятельный киммерийский этап развития Большого Кавказа. Достаточно тесная связь ниже-среднеюрских отложений с верхнеюрскими, особенно в зоне Южного склона, показывает, что этот период знаменует собой на Большом Кавказе начало единого альпийского тектонического цикла и представляет собой его раннюю стадию. По характеру выполняющих его отложений ранне-среднеюрский прогиб Большого Кавказа близок к прогибу Пеннинской зоны Альп и относится, по классификации М. В. Муратова, к категории начальных, аргиллитогенных прогибов, возникновение которых характерно для некоторых участков альпийской геосинклинальной области именно на ранней стадии ее развития.

Закавказский срединный массив, отделяющийся от геосинклинали Кахетино-Лечхумской шовной зоной, в течение всего лейаса и аалена проявляет себя как устойчивое поднятие. Лишь отдельные части его покрываются морем, отложившим очень маломощные (десятки — первые сотни метров) мелководные карбонатные и песчаные осадки. В байосско-батское время, когда в геосинклинали Большого Кавказа происходил интенсивный рост поднятия, здесь,

напротив, развивается широкий вулканогенный прогиб. Однако и в это время отдельные участки срединного массива оставались сушей и подвергались размыву, поставляя в прогиб заметное количество аркозового материала. В конце средней юры и здесь отмечено внедрение интрузий гранодиоритового состава, однако степень дислокации и регионального метаморфизма ниже-среднеюрских отложений значительно меньше, чем в геосинклинали.

Таким образом, этот район, резко отличаясь по своему развитию от геосинклинали Большого Кавказа, обнаруживает в то же время большое сходство со многими срединными массивами альпийской геосинклинальной области, к числу которых он и принадлежит.

Совершенно иной тип развития характеризует южную часть эпигерцинской Скифской платформы, располагающейся к северу от Тырнауз-Пшекишской шовной зоны. В раннеюрское время, когда на герцинскую складчатую область распространяется морская трансгрессия, здесь начинается формирование эпигерцинского платформенного чехла. В отличие от геосинклинали, где развивается линейно вытянутый прогиб, здесь возникают обширные неглубокие впадины и столь же обширные невысокие поднятия, ориентировка которых далеко не всегда совпадает с простиранием Кавказской складчатой системы. В то время, как в расположении основных прогибов и поднятий в геосинклинали наблюдается известная унаследованность от позднегерцинской структуры, прогибы и поднятия на платформе непосредственно не связаны со структурой ее герцинского фундамента. Если геосинклинальный прогиб возник еще в раннеюрское время, то впадины на платформе заложились значительно позже — в кариксе или даже в тоаре, а обширные поднятия выполнены исключительно мелководными, фациально изменчивыми отложениями, причем большую роль среди них играют континентальные образования. Мощность отложений в осевых частях даже самых крупных впадин никогда не превышает 2500 м, т. е. в пять раз меньше, чем в осевой части геосинклинального прогиба, обычно же она еще меньше — до 1000—1500 м.

Тектоническую стабильность рассматриваемой территории характеризует и почти полное отсутствие здесь проявлений магматической деятельности, что также резко отличает ее от геосинклинали. В конце средней юры ниже-среднеюрские отложения не претерпели здесь ни складчатости, ни регионального метаморфизма. Пологие впадины и поднятия, фиксирующиеся в современной структуре ниже-среднеюрских отложений и несогласно перекрывающиеся верхнемезозойскими отложениями, непосредственно связаны с пологими изгибами и блоковыми подвижками жесткого герцинского фундамента. Большинство их формировалось длительно, на протяжении всей ранней и средней юры.

Все это позволяет рассматривать ниже- и среднеюрские отложения к северу от Тырнауз-Пшекишской зоны как нижний структурный подъярус эпигерцинского платформенного чехла Скифской платформы. Время формирования его соответствовало ранней стадии альпийского цикла развития геосинклинали.

СТРАТИГРАФИЯ, МАГМАТИЗМ И ТЕКТОНИКА БОЛЬШОГО КAVKAZA НА СРЕДНЕ- И ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКОМ ЭТАПАХ РАЗВИТИЯ*

Средне- и позднеальпийский этапы истории Большого Кавказа охватывают отрезок времени от начала верхнеюрской эпохи до конца плейстоцена. Среднеальпийский этап (верхняя юра — эоцен) характеризовался абсолютным преобладанием нисходящих движений над восходящими как в собственно геосинклинальной области, так и в сопряженных с ней геотектонических структурах. Позднеальпийский этап (олигоцен — плейстоцен) явился орогенной стадией с четко дифференцированными областями либо восходящих, либо нисходящих движений. Столь кардинальные различия средней и завершающей стадий альпийской эпохи нашли свое отражение в формах и геотектонических структурах, свойственных каждому из названных этапов.

СРЕДНЕАЛЬПИЙСКИЙ ЭТАП

Главными геотектоническими элементами Большого Кавказа и сопряженных областей в среднеальпийской стадии развития являлись Предкавказская платформа, геосинклиналь Большого Кавказа и Закавказский срединный массив (рис. 30). В качестве южной границы платформы может быть принята линия стратиграфического выклинивания келловейского яруса, протягивающаяся приблизительно от устья р. Сулак на Каспии через города Орджоникидзе и Черкесск к г. Краснодару. Западнее последнего положение границы неясно, поскольку в зоне сопряжения платформы и геосинклинали образования среднеальпийского этапа недоступны для наблюдений из-за большой глубины залегания. По косвенным признакам можно заключить, что от окрестностей Краснодара граница протягивается на северо-запад к пос. Ачуево на Азовском море.

Геосинклиналь Большого Кавказа охватывала территорию современного северного склона Главного Кавказского хребта и часть его южного склона в Краснодарском крае, Восточной Грузии и Азербайджане. На юге граница геосинклинальной области протягивалась от района Сочи — Адлер в юго-восточном направлении вначале примерно по водораздельной линии Главного хребта до Сванетии, а затем по его южным склонам через поселки Хаиши — Они — Пассанаури — Лагодехи — Исмаиллы до побережья Каспийского моря в окрестностях г. Баку.

Закавказский срединный массив охватывал юго-восточную часть региона, располагаясь между геосинклиналью Большого Кавказа и областью Малого Кавказа на юге.

* Представления С. М. Седенко не всегда согласуются с мнением редактора. Однако мы считаем, что многие предположения С. М. Седенко имеют право быть высказанными, потому что их автор располагает большим материалом и отрицание им широко распространенных представлений о центральном Кавказском острове, существовавшем, якобы, в течение всего среднеальпийского этапа развития Большого Кавказа, кажется нам, имеющим право на внимание. (Прим. ред.).

Комплекс осадочных образований, накопленных в течение среднеальпийского этапа, распространен весьма широко. На Северном Кавказе они занимают всю территорию Предкавказья и северный склон горного сооружения Кавказа до эскарпа Скалистого хребта. В Закавказье этими образованиями сложены равнинные районы Грузии и Азербайджана, а также южный склон

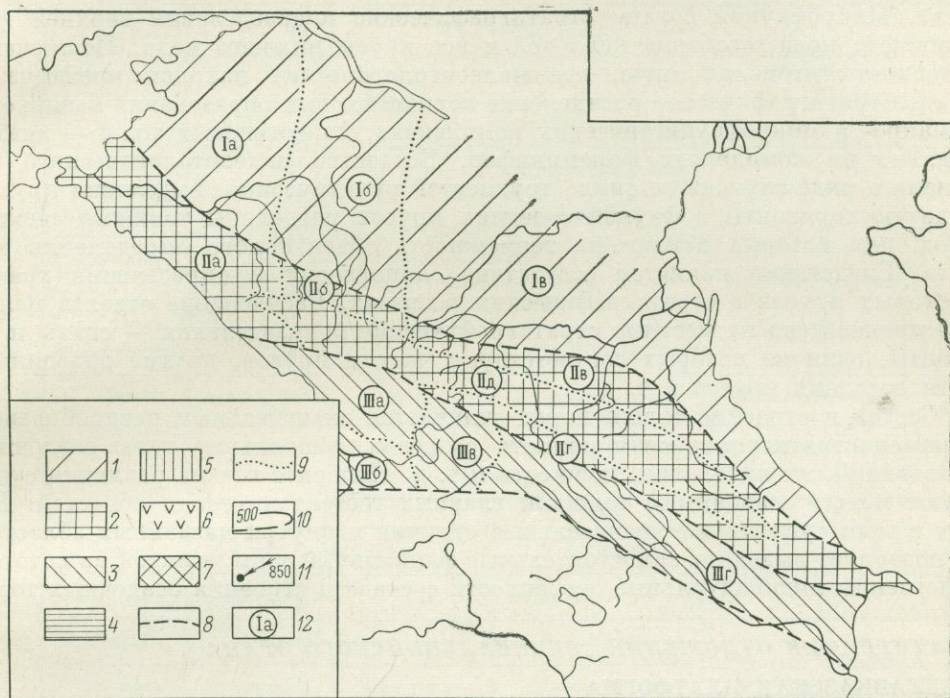


Рис. 30. Главные тектонические элементы и фациальные зоны Большого Кавказа, Предкавказья и Закавказья на среднеальпийском этапе развития.

1 — Предкавказская платформа; 2 — геосинклиналь Большого Кавказа; 3 — Закавказский срединный массив; 4 — геосинклинальные осадки; 5 — платформенные и квазиплатформенные осадки; 6 — лагунные осадки; 7 — области размыва; 8 — границы геотектонических элементов; 9 — границы фациальных зон и размывов; 10 — изопахиты; 11 — точки замера и мощность толщи в м; 12 — главные фациальные зоны: Ia — Кубано-Ейская, Ib — Ставропольская, Ic — Терско-Кумская, IIa — Адлеро-Славянская, IIб — Лабано-Малкинская, IIв — Баксано-Апшеронская, IIг — Сванетско-Азербайджанская, IIд — область эродированных осадков среднеальпийского этапа, IIIa — Абхазская, IIIб — Колхидская, IIIв — Дзирульская, IIIг — Куринская

Главного хребта. Отсутствуют они лишь в наиболее высокогорной части Главного хребта на интервале между г. Фишт на северо-западе и г. Дибрар на юго-востоке.

Общее широкое распространение толщи маскирует особенности территориального размещения отдельных ярусов. В целом происходит неуклонное увеличение площади, занятой осадочными образованиями, от начала этапа в келловейском веке до его завершающих стадий в эоценовой эпохе.

В составе осадочной толщи присутствуют все ярусы верхней юры и мела, а также палеоценовый и эоценовый отделы в полных стратиграфических объемах (В. П. Ренгартен, 1932, 1947; Д. В. Дробышев, 1947; В. Д. Голубятников, 1947; Г. Я. Крымгольц, 1968; И. А. Коробков, 1947; К. О. Ростовцев, 1968; Ю. Я. Потапенко, В. Н. Безносков, 1968; Б. П. Жижченко, 1968;

Т. А. Мордвилко, 1962; Н. С. Бендукидзе, 1964; М. С. Эристави, 1964; А. Л. Цагарели, 1964; И. В. Качарава, 1964; А. Г. Лалиев, 1964; Д. А. Булейшвили, 1964; М. М. Алиев и А. Г. Халилов, 1958; А. А. Ализаде, 1947 и многие другие). Возрастная идентификация ярусов мезозоя и отделов палеогена в большинстве случаев основывается на надежном макро- и микропалеонтологическом материале. Макрофауной богаты стратиграфические подразделения верхней юры и нижнего мела, особенно келловей и все ярусы нижнего мела. Исключение составляет титонский ярус, где палеонтологические находки чрезвычайно редки. Стратиграфическое расчленение верхнемеловых образований базируется на макро- и микрофаунистических комплексах; палеогеновых толщ — исключительно на комплексах фораминифер. Богатство палеонтологического материала в ряде случаев не сняло трудностей практического выделения ярусов. Зачастую горизонты с фауной соседних ярусов разделены толщами «немых» пород, для которых исключена возможность объективного определения возраста. Следствием является отсутствие единогласия в определении границ некоторых ярусов в стратиграфических разрезах. Расчленение отделов палеогена произведено на местные стратиграфические подразделения — свиты и горизонты, одни из которых соответствуют частям ярусов, другие объединяют части соседних ярусов и т. д.

Состав и строение толщи пород отличается значительным разнообразием. Меняется стратиграфическая полнота разрезов, фациальные типы осадочных образований, их литология, мощности и т. д. Наиболее четкие различия существуют между осадочными толщами главных геотектонических областей. Наряду с этим существуют значительные отличия и внутри названных областей, что позволяет выделять самостоятельные фациальные зоны, каждой из которых свойственны индивидуальные особенности состава и строения осадочных толщ.

СТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕАЛЬПИЙСКОГО ЭТАПА

ПРЕДКАВКАЗСКАЯ ПЛАТФОРМА

На платформе выделяются три фациальные зоны: Ставропольская в центральном Предкавказье и располагающиеся к западу и востоку от нее Кубано-Ейская и Терско-Кумская (табл. 12).

Терско-Кумская зона

Зона характеризуется стратиграфически наиболее полным разрезом верхней юры, мела и палеогена на Предкавказской платформе.

Верхняя юра. Образования верхнеюрского возраста занимают южную часть зоны, примыкающую к геосинклинали, и представлены титонским ярусом, залегающим трансгрессивно на палеозойских и раннемезозойских образованиях. Границей площади распространения титона на севере является линия стратиграфического выклинивания яруса, проходящая от г. Арзгир в юго-восточном направлении через города Прикумск и Кизляр к устью р. Терек. В западной части зоны крайние северные точки распространения яруса находятся в 120—140 км от границы платформы с геосинклиалью и на востоке — в 40—50 км.

Титон сложен специфичной галогенной толщей, не имеющей аналогов ни в более древних, ни в более молодых образованиях Большого Кавказа. Возможно, что нижние горизонты ее имеют верхнекемериджский возраст. Толща характеризуется широким развитием лагунных фаций, представленных

**Схема стратиграфического расчленения осадочных образований среднеальпийского
этапа Предкавказской платформы**

Отдел	Ярус либо подотдел	Кубано-Ейская зона	Ставропольская зона	Терско-Кумская зона
Эоценовый	Верхний	Белоглинская свита		
		Кумская свита		
		Керестинская свита		
	Средний	Черкесская свита		
Нижний	Георгиевская свита			
Палеоцено- вый	Верхний	Абазинская свита		Нальчикская свита
	Средний	Свита Горячего Ключа		
	Нижний	Эльбурганская свита		
Верхнемеловой	Даний	Отсутствует	Песчаники, извест- няки	Известняки, мергели
	Маастрихт	Мергели, алевролиты, ар- гиллиты	Известняки, песча- ники	Известняки, мергели
	Кампан	Известняки, мергели	Известняки, мер- гели	Известняки, мергели
	Сантон	Мергели, известняки	Отсутствует	Известняки, мергели
	Коньяк	Отсутствует	Известняки	
	Турон	Отсутствует	Известняки	Мергели, песчаники, алевро- литы
	Сеноман	Песчаники и песчанистые известняки	Известняки, песчаники	
Нижнемеловой	Альб	Аргиллиты, алевролиты	Абрекская свита	Алевролиты, аргиллиты
	Апт	Песчаники, алевролиты, аргиллиты	Дарвинская свита	Песчаники, алевролиты, аргиллиты
			Кубинская свита	
			Шагирская свита	
	Баррем	Отсутствует		Песчаники, алевролиты, аргиллиты
	Готерив			
Валанжин	Известняки, песчаники			
Верриас				
Верхнеюрский	Титон	Пестроцветные гипсоносные образования		Кочубеевская свита
	Кимеридж			Таловская свита
	Оксфорд	Отсутствует		Бажигановская свита
	Келловей			Бакресская свита

бесструктурными красноцветными глинами, известняками, ангидритами и гипсами, каменной солью. Гипсы образуют тела различных масштабов — от мелких линз до толщ мощностью в несколько сотен метров. Каменная соль встречается в юго-западной части зоны, где ярус имеет максимальную мощность (Марьинская площадь). Залежь каменной соли здесь достигает мощности около 300 м. Мощность яруса в юго-западной части зоны южнее и восточнее г. Георгиевска достигает 1000—1200 м. К северу и востоку происходит ее уменьшение до 200—300 м вследствие выпадения из разреза толщ каменной соли и значительного уменьшения мощностей гипсовых залежей.

Кроме того, породы верхней юры распространены на локальном участке в бассейне нижнего течения р. Малки, где они залегают на глубинах свыше 3000 м. Здесь с некоторой долей условности выделены все ярусы верхней юры. Келловой представлен разнородными кварцевыми песчаниками с линзами и прослоями конгломератов в нижней части (бакресская свита) и пропластками известняков в верхней (бажигановская свита). Мощность яруса до 40 м. Оксфорд и кимеридж сложены органогенно-обломочными и оолитовыми известняками и доломитами с редкими прослоями глин, алевролитов и песчаников общей мощностью около 70—80 м (таловская свита). Титон состоит из чередующихся пластов песчаников, глин, доломитов с прослоями ангидритов мощностью до 130 м (кочубеевская свита).

Нижний мел. Нижнемеловые отложения лежат на подстилающих породах трансгрессивно. Полный стратиграфический разрез наблюдается на небольшом участке в юго-западной части зоны (Отраденская площадь), где в основании нижнемеловой толщи располагается пачка мергелей и пелитоморфных известняков мощностью 40—50 м с берриасовой фауной. Более широко распространен валанжин, который занимает большую часть зоны и отсутствует только в ее северной и восточной периферических частях. В средней части зоны ярус сложен песчаниками и алевролитами с маломощными прослоями известняков. Южнее обломочные породы замещаются известняками. Мощность яруса равномерно возрастает с севера на юг и достигает 300—400 м на юго-западе зоны. Готерив и баррем занимают несколько большую территорию, линия их стратиграфического выклинивания проходит в 30—40 км севернее границы распространения валанжина. Оба яруса сложены обломочными и глинистыми породами количественные соотношения которых меняются по площади и в разрезе. В северных районах преобладают песчаники, в южных — аргиллиты. Среди терригенных пород встречаются редкие пласты известняков. Мощность готерива до 160 м, баррема до 200 м. Аптский и альбский ярусы распространены в зоне повсеместно и также представлены терригенными образованиями — разнородными песчаниками с глауконитом, алевролитами, аргиллитами. В апте преобладают обломочные породы, в альбе — глинистые. Мощность апт-альбской толщи на большей части колеблется в пределах 500—600 м.

Верхний мел. Толща верхнего мела распространена по всей зоне, но ее стратиграфическая полнота меняется в значительной степени. Все ярусы встречаются на южной и северо-восточной перифериях зоны. К востоку от р. Калаус в бассейне среднего и нижнего течения р. Малки большинство ярусов отсутствует. Основными породами отдела являются известняки и мергели, что резко отличает верхний мел от преимущественно терригенного нижнего мела.

В сеномане наряду с карбонатными породами широко распространены песчаники, алевролиты и аргиллиты. Обычная мощность яруса 20—30 м. Турон и коньяк представлены известняками, местами песчанистыми, с прослоями мергелей. Мощность ярусов 15—25 м. Сантон сложен толщей ритмично чере-

дующихся белых известняков и зеленовато-серых мергелей мощностью от 20 до 50 м. Кампан почти целиком состоит из пелитоморфных известняков с редкими тонкими прослоями мергелей. Мощность до 100 м. Маастрихт пользуется наиболее устойчивым распространением и известен по всей зоне. Слагается толщей глинистых и органогенных известняков, прослоенных мергелями, мощностью от 100 до 150 м. Датский ярус известен на нескольких разобленных участках в северо-западной, южной и северной частях зоны, где представлен пачкой известняков мощностью от 5 до 30 м. Общая мощность верхнемеловой толщи довольно стабильная — 300—350 м. Несколько повышенные значения — до 450 м — характерны для юго-западной части зоны в районе г. Георгиевска.

Палеоцен. Палеоценовые отложения развиты на большей части зоны и отсутствуют в узкой полосе, протягивающейся на юге в широтном направлении от г. Прохладного до устья р. Самур и на небольшом участке в районе пос. Ачалуки, где на верхнемеловых образованиях лежит толща эоцена. Нижний палеоцен сложен чередующимися пластами песчаников, алевролитов, глин и пестроцветных мергелей (эльбурганская свита). Средний и верхний подотделы состоят в основном из песчанистых глин с прослоями песчаников (свиты Горячего Ключа и абазинская). Мощность отдела меняется от 50—100 до 600 м с общим ростом с востока на запад. Максимальные значения отмечаются на северо-востоке зоны в междуречье Малка — Калаус.

Эоцен. Эоценовые образования занимают всю зону. Нижний и средний подотделы сложены алевролитами и пестроцветными мергелями (георгиевская и черкесская свиты), верхний эоцен представлен в низах известняками и мергелями зеленоватого цвета (керестинская свита), в средней части битуминозными известняками и мергелями с прослоями бурых глин (кумская свита) и вверху светлыми мергелями (белоглинская свита). Мощность отдела достигает 300 м на западе зоны, снижаясь в восточной ее части до 80—100 м.

Ставропольская зона

Зона занимает центральную часть Предкавказья, охватывая Ставропольскую возвышенность и расположенные к северу от нее равнинные районы Ставрополья. Для зоны характерен сокращенный по стратиграфической полноте и мощностям разрез осадочной толщи среднеальпийского этапа. В частности, в зоне отсутствуют все ярусы верхней юры и неокома, за исключением титонского.

Верхняя юра. Титонский ярус залегает трансгрессивно на породах палеозоя и лейаса. Распространение его ограничено небольшим участком в южной части зоны между городами Невинномысском и Черкесском. Ярус сложен красноцветными глинистыми и обломочными породами с маломощными прослоями известняков, доломитов и линзами гипсов. Мощность достигает 200 м.

Нижний мел. Разрез нижнего мела начинается аптским ярусом, залегающим трансгрессивно на палеозойских и раннемезозойских образованиях. Ярус распространен в южной половине зоны, выклиниваясь несколько южнее г. Ставрополя. Основной породой являются песчаники, прослоенные аргиллитами. Мощность 100—150 м. Альбский ярус распространен по всей зоне. В нижней его части преобладают песчаники и алевролиты, часто глауконитовые, верхняя часть сложена песчанистыми аргиллитами. Мощность колеблется в пределах 50—150 м.

Верхний мел. Верхний мел представлен всеми ярусами, однако большинство из них распространены не по всей зоне. Минимальные площади заняты сеноманом,

туроном, коньяком и сантоном, развитыми лишь севернее и южнее Ставропольской возвышенности. Сеноман представлен пачкой переслаивающихся известняков, мергелей и доломитов мощностью от 20 до 50 м. Турон и коньяк сложены в основном известняками с тонкими прослоями мергелей. Суммарная мощность ярусов от 10 до 40 м. Сантон состоит из слоистых известняков с тонкими прослоями мергелей. На юге преобладают песчанистые известняки с прослоями аргиллитов. Мощность на севере до 100 м и на юге не более 40 м. Кампан распространен в зоне повсеместно, за исключением небольшого по площади участка юго-западнее г. Ставрополя. Состоит из известняков с прослоями мергелей; мощность от 50 до 100 м. Маастрихт занимает всю зону, слагаясь известняками с прослоями мергелей; мощность 100—120 м. Наконец, датский ярус развит только в северо-восточной части зоны по левобережью р. Егорлык и представлен пачкой алевролитов с глинисто-известковистым цементом мощностью в 20—25 м. Суммарная мощность верхнего мела на северной периферии зоны достигает 200 м. В южном направлении происходит вначале уменьшение мощности до 75—100 м на Ставропольском своде и затем увеличение до 250 м в южных районах, примыкающих к геосинклинали.

Палеоцен и эоцен. Образования нижнего и среднего палеогена распространены по всей зоне и в литологическом отношении мало отличаются от соответствующих образований Терско-Кумской зоны. Палеоцен сложен песчано-глинистыми породами с горизонтами мергелей в нижней части (эльбурганская свита) и песчанистыми глинами с песками и песчаниками в верхней (свита Горячего Ключа и абазинская свита). В эоцене наряду с терригенными породами широко распространены пестроцветные мергели (георгиевская и черкесская свиты), зеленоватые известняки и мергели (керестинская свита), битуминозные известняки (кумская свита), светлые мергели (белоглинская свита). Мощность палеоцена от 250 на юге и севере зоны до 500—700 м в ее центральной части. Мощность эоценовой толщи колеблется в пределах 200—400 м.

Кубано-Ейская зона

Зона охватывает равнинные районы Краснодарского края между реками Кубань и Маньч от восточной границы края до береговой линии Азовского моря. В зоне присутствуют образования всех отделов от верхней юры до эоцена.

Верхняя юра. Верхняя юра представлена только титонским ярусом, залегающим трансгрессивно на палеозойских и раннемезозойских образованиях. Площадь его распространения имеет вид полосы, которая протягивается вдоль долины р. Лабы от южных границ зоны до ст. Тбилисской на р. Кубани, сужаясь в северном направлении. Ярус представлен лагунными фациями, аналогичными тем, что распространены в Терско-Кумской зоне. Каменная соль вместе с прослоями ангидритов образует залежи мощностью до 700 м. Мощность яруса в осевой части полосы превышает 1200 м.

Нижний мел. Разрез нижнего мела начинается аптским ярусом, распространенным по всей зоне. Ярус представляет собой толщу чередующихся пластов песчаников, алевролитов и аргиллитов с преобладанием обломочных пород. Юго-западнее г. Армавира в составе яруса помимо осадочных пород присутствуют магматогенные образования — диабазовые и базальтовые порфириты и их пирокластические аналоги (александровская свита). Мощность яруса на большей части зоны составляет 70—100 м, увеличиваясь в области распространения магматических пород до 300 м. Альбский ярус также занимает всю

зону и слагается песчано-глинистыми образованиями, среди которых преобладают алевроитистые аргиллиты. На севере зоны доминируют песчаники. Мощность яруса 250—300 м.

Верхний мел. Стратиграфическая полнота верхнемеловой толщи в различных частях зоны является неодинаковой. Полный стратиграфический разрез наблюдается в западной половине зоны. Сеноман распространен на большей части зоны и не установлен только в ее юго-восточной части в междуречье Лаба—Кубань. Основной породой яруса являются мергели, чередующиеся с известковистыми глинами и алевролитами. Мощность сеномана 50—100 м. Турон и коньяк занимают ограниченную территорию в средней части зоны. Оба яруса сложены пачкой глинистых известняков и мергелей мощностью 20—30 м. Сантон и кампан распространены по всей западной половине зоны и отсутствуют в восточной. Слагаются известняками с прослоями мергелей. Мощность ярусов постепенно увеличивается от линии их стратиграфического выклинивания на запад и достигает в Приазовье 300 м. Маастрихт распространен по всей зоне в виде толщи известняков с прослоями мергелей и алевролитов мощностью от 50 до 100 м. Присутствие датских отложений проблематично. Общая мощность верхнемеловой толщи колеблется в пределах 250—400 м, возрастая на западе Ейской впадины до 550 м.

Палеоцен. Отдел имеет двучленное строение. Нижняя половина состоит преимущественно из песчаников и алевролитов с глинисто-карбонатным цементом (в северных частях зоны среди них имеются пачки известняков — эльбурганская свита); верхняя — представлена песчанистыми глинами с редкими прослоями обломочных пород (свиты Горячего Ключа и абазинская). Мощность отдела постепенно увеличивается с севера на юг и юго-восток от первых десятков метров до 700—750 м в области сопряжения зоны с геосинклиналью.

Эоцен. Отложения среднего палеогена занимают всю зону. На севере в среднем и нижнем эоцене преобладают песчаники, перемежающиеся с пачками переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов (георгиевская и черкесская свиты). Верхний эоцен сложен в основном сильно песчанистыми карбонатными глинами, иногда переходящими в мергели (керестинская, кумская, белоглинская свиты). Роль мергелей возрастает по мере приближения к южной периферии зоны. Мощность эоцена возрастает с востока на запад от 200—250 до 450—500 м.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

В геосинклинальной области Большого Кавказа выделяются четыре фациальные зоны с разным литологическим составом осадочных толщ и значительными отличиями в мощностях. На Северном Кавказе в междуречье Белая—Малка располагается Лабино-Малкинская зона с резко сокращенными мощностями всех стратиграфических единиц среднеальпийской осадочной толщи. К юго-востоку от нее находятся Баксано-Апшеронская и Сванетско-Азербайджанская зоны, протягивающиеся параллельно водораздельной линии Главного хребта соответственно по его северному и южному склонам. В северном Азербайджане обе зоны сливаются на водоразделе Главного хребта в районе горы Дибрар. Наконец, северо-западную часть геосинклинали занимает Адлерско-Славянская зона. Для всех названных зон характерна непрерывность стратиграфических разрезов осадочных толщ; лишь на локальных площадях происходит выпадение из разрезов отдельных ярусов. Схема стратиграфического расчленения осадочных толщ в перечисленных зонах приведена в табл. 13.

Схема стратиграфического расчленения образований среднеальпийского этапа Большого Кавказа

Ярус или подотдел	Адлеро-Славянская зона		Лабино-Малкинская зона	Баксано-Апшеронская зона	Сванетско-Азербайджанская зона
	Южный склон	Северный склон			
Верхний эоцен	Белоглинская свита				Свита Алоты
	Кумская свита				
	Керестинская свита				
Средний эоцен	Мамайская свита	Хадыженская свита	Черкесская свита	Зеленая и пестроцветная свиты	Ильдоканская свита
Нижний эоцен		Калужская свита			
		Кутаисская свита			
Верхний палеоцен	Головинская свита	Ильинская свита	Абазинская свита	Мергели	Свита Квакуери
	Свита Горючего Ключа				
Нижний палеоцен	Свита Цице	Эльбурганская свита			
Даний	Свита Агой	Отсутствует	Охлинская свита		Квистерская свита

Маастрихт	Снегиревская свита Васильевская свита Лихтеровская свита Свита Мысхако	Свита Котх	Заюковская свита	Чабанская свита	Сабуинская свита	Орбитонная свита
Кампан	Куниковская свита		Зольская свита	Марадамеэрская свита	Свита Джорчи	
	Бединовская свита					
	Пенайская свита					
	Ахеянская свита					
Сантон	Гениохская свита				Свита Эшмакисхеви	
Коњьяк	Натухайская свита		Джегутинская свита	Каранийская свита	Свита Маргалитсклде	
Турон	Ананурская свита		Джинальская свита	Аймакинская свита	Ананурская свита	
Сеноман	Свита Паук	Свита Кохотх			Свита Укугмарти	
Альб	Розначевская свита		Абрекская свита	Глины, мергели	Свита Павлеури	
Апт	Дольменная свита	Свита Шапсухо	Дарьинская свита	Песчаники, алевролиты, аргиллиты	Свита Дгнали, или Тетрахеви	
	Убинская свита		Кубинская свита			
			Магиртская свита			

Ярус или подотдел	Адлеро-Славянская зона		Лабино-Малкинская зона	Баксано-Апшеронская зона	Сванетско-Азербайджанская зона
	Южный склон	Северный склон			
Баррем	Афипская свита		Кич-Малкинская свита	Аргиллиты, алевролиты, песчаники	Пассанаурская свита
Готерив	Фонарская свита Солоджинская и шишанская свиты Свита Чепси		Жанхотекская, ожа- башская, лашкутин- ская, гунделеновская свита	Песчаники, аргиллиты, известняки	
Валанжин	Свита Дерби		Баксанская свита	Мергели, известняки, алевролиты	Свита Ципори
Берриас	Свиты чумаковская и Амуко	Магмаловская, чаталовская, кобзинская свиты	Урухская свита		
Титон	Бекишейская свита		Фетхузская свита	Глины, гипсы, ангид- риты	
Кимеридж	Грачевская свита		Мехтыгенская свита	Известняки, доломиты	Кассарская свита
Оксфорд	Монашкинская свита		Адайхохская свита	Песчаники, известняки, алевролиты	Свита Бахани
Келловей			Иткалябашинская свита	Гравелиты, аргиллиты, алевролиты, извест- няки	Млетская свита

Адлеро-Славянская зона

В этой зоне фаунистически доказана непрерывность стратиграфического разреза осадочной толщи от келловейского яруса до эоценового отдела включительно.

Верхняя юра. Верхнеюрские образования распространены в виде двух узких полос протягивающихся вдоль северного и южного склонов Главного хребта. В водораздельной части хребта они отсутствуют из-за размыва в поздне-третичное время. В верховьях р. Псекупс обе полосы смыкаются в одну, протягивающуюся в приводораздельной части хребта до р. Шабс. Западнее породы верхней юры скрыты под мощной толщей позднейших образований, вследствие чего их литологический состав и характер площадного распространения в северо-западной части зоны остается неизвестным. На юго-восточном замыкании зоны в верховьях р. Мзымта келловейский, оксфордский и кимериджский ярусы выклиниваются. Литологический состав толщи на северном и южном склонах несколько различается. На южном склоне келловейский и оксфордский ярусы представлены однообразной толщей тонких (1—3 см) ритмично чередующихся пластов аргиллитов, алевролитов и песчаников (монашкинская свита) мощностью около 300—400 м. В юго-восточной части зоны в келловее присутствуют туфогенные песчаники, кремнеземные аргиллиты, горизонты кремней. Кимериджский и титонский ярусы сложены толщей терригенно-карбонатного флиша с ритмично чередующимися пластами аргиллитов, песчаников и мергелей (грачевская и бекишейская свиты). Мощность отложений достигает 700 м. На северном склоне келловей сложен слабоизвестковистыми аргиллитами с пропластками обломочных пород и сидеритов, с горизонтом конгломератов с глинистой галькой в основании. Мощность яруса 600 м. Оксфорд представлен толщей (до 750 м) терригенно-карбонатного флиша с ритмично чередующимися пластами аргиллитов, песчаников и мергелей. Кимеридж и титон также представлены флишевой толщей, отличающейся от оксфордской большим развитием мергелей и глинистых известняков. Мощность ее достигает 1000 м. Вдоль северо-восточной окраины зоны флишевидные толщи фациально замещаются рифогенными образованиями, представляющими собой массивы коралловых и водорослевых известняков, пространных между которыми заполнены слоистыми известняками. На склонах массивов нередко располагаются плащеобразные залежи известняковых брекчий. Редкие крупные отторженцы рифовых известняков встречаются в глинистых породах в значительном удалении от рифовых построек. На северном склоне Главного хребта рифогенные образования протягиваются в виде цепочки от г. Фишт на северо-запад вдоль хр. Нагой-Чук. Наиболее северные массивы вскрыты буровыми скважинами на разведочных площадях Победа и Самурская. На южном склоне рифовыми известняками сложены хребты Ахцу и Ах на юго-востоке зоны. Общая мощность толщи рифовых известняков верхней юры достигает 1000 м.

Нижний мел. Породы нижнего мела согласно перекрывают верхнеюрские образования и так же, как и последние, распространены в виде разобщенных полос на обоих склонах Главного хребта, смыкаясь в его водораздельной части в верховьях р. Безепс, откуда протягиваются до низовьев р. Кубани. На юго-восточном замыкании зоны в верховьях р. Сочи толща неокомских пород выклинивается. Берриасский ярус сложен песчано-глинистыми породами мощностью 300—400 м (мачмаловская свита), сменяющимися вверх по разрезу глинисто-мергельной толщей такой же мощности (чаталовская свита). В основании

яруса располагается пачка грубообломочных пород, в том числе и глыбовых конгломератов с обломками песчаников, аргиллитов, известняков, реже кварца (запорожский горизонт). По мере продвижения к юго-восточной окраине зоны происходит замещение песчано-глинистых пород глинисто-карбонатными, а затем мергелями (нижняя часть свиты Кепш) с постепенным снижением мощности до полного выклинивания яруса. Валацхинский ярус представлен в нижней части песчаниками и аргиллитами с прослоями конгломератов (свита Дерби) общей мощностью до 100 м, сменяющимися вверх по разрезу толщей известковистых аргиллитов с прослоями алевролитов и мергелей мощностью до 100—150 м (свита Чепси). На южном склоне хребта в юго-восточной части зоны валацхин подобно берриасу сложен монотонными мергелями (средняя часть свиты Кепш), выклинивающимися в междуречье Сочи—Мзымта. Готеривский ярус на северном склоне внизу состоит преимущественно из глинистых пород (свита Чепси), в средней части из глин с пачками обломочных пород (солончинская и шишанская свиты) и в верхней преимущественно из песчаников с горизонтами конгломератов (фонарская свита). На южном склоне готерив представлен толщей карбонатно-терригенного флиша с ритмично переслаивающимися песчаниками, аргиллитами, мергелями, реже известняками (марьянская свита), выше которой также располагается толща грубообломочных пород (фонарская свита). Мощность яруса постепенно возрастает от линии его стратиграфического выклинивания на юго-востоке зоны до 1600—1800 м на северо-западе в верховьях рек Пшала и Убинка. Барремский ярус на обоих склонах представлен толщей глинистых пород с маломощными прослоями песчаников, алевролитов и глинистых сидеритов мощностью до 400 м (афипская свита). В области юго-восточного замыкания зоны готеривский и барремский ярус сложены мергелями (верхняя часть свиты Кепш). В аптском ярусе основной породой служат известковистые аргиллиты с тонкими пропластками песчаников, алевролитов и глинистых сидеритов. Количественные соотношения обломочных и глинистых пород меняются в вертикальном разрезе яруса (верхи афипской свиты, убинская свита, нижняя часть свиты Шапсухо). В юго-восточной части зоны на южном склоне Главного хребта в аргиллитах располагается толща песчаников мощностью до 150 м (дольменная свита). На юго-востоке зоны в междуречье Шахе—Псоу обломочные и глинистые породы замещаются известковистыми аргиллитами и мергелями (нижняя часть медоуевской свиты). Мощность яруса на северном склоне 1000—1100 м, на юго-востоке зоны 50—100 м. Альбский ярус представлен толщей аргиллитов с маломощными прослойками глауконитовых песчаников. Последние встречаются главным образом в низах яруса. В юго-восточной части зоны аргиллиты замещаются мергелями и известковистыми аргиллитами (верхняя часть медоуевской свиты). Мощность яруса закономерно возрастает с юго-востока на северо-запад от 30—40 до 400 м.

Верхний мел. Верхнемеловые образования на южном склоне представлены толщей типичного карбонатного флиша, прослеживающейся по всей зоне до Таманского полуострова на западе. В составе толщи палеонтологически установлено присутствие всех ярусов верхнего мела. В основании располагается пачка тонкопереслаивающихся пластов мергелей, глин и алевролитов нижнего сеномана (свита Кохотх). Специфичный состав ярус имеет на юго-востоке зоны, где мергели замещаются аргиллитами и в значительных количествах появляются туфопесчаники, туфы, лавы (свита Паук). Верхняя часть яруса вместе с нижним туроном сложена мелкоритмичным карбонатным флишем с пластами окремнелых известняков и мергелей и горизонтами кремней (ананурская свита). Мощность сеномана 200—300 м.

Верхний турон и коньяк представлены толщей среднеслоистого карбонатного флиша (керкетская и натухайская свиты). Суммарная мощность туронского и коньякского ярусов до 300 м. Сантон и кампан также сложены карбонатным флишем. Отличительной чертой сантона является преобладание высококарбонатных известняков (гениохская свита) мощностью 200—300 м. Для кампана характерна значительная изменчивость количественных соотношений различных элементов ритма в вертикальном разрезе (ахейская, пенайская, бединовская и куниковская свиты). Мощность яруса от 500 м на юго-востоке зоны до 1400 м на северо-западе. Маастрихт представлен толщей крупноритмичного карбонатного флиша (свиты Мысхако, лихтеровская, васильевская, снежиревская) мощностью 1200 м на северо-западе зоны. Датский ярус состоит из чередующихся пластов глин, мергелей и алевролитов с подчиненными прослоями известняков и песчаников; мощность до 400—500 м (свита Агой).

На северном склоне верхний мел представлен в полном стратиграфическом объеме только в западной части зоны. Восточнее р. Абин распространены только кампанский и маастрихтский ярусы, залегающие трансгрессивно на нижнемеловых породах. Ярусы сложены толщей терригенно-карбонатного флиша общей мощностью до 450 м (свита Котх). Присутствие дата проблематично.

Палеоцен. Нижний отдел палеогена распространен главным образом на северном склоне Главного хребта. В Закавказье эти образования сохранились от размыва в небольших по площади тектонических блоках. Палеоцен залегает на верхнемеловых отложениях согласно, однако из-за отсутствия на некоторых участках достоверного датского яруса в ряде случаев предполагается стратиграфическое несогласие между меловой и палеогеновой системами. В основании палеоцена находится оризонт песчаников, выше которого располагается толща ритмично чередующихся пластов мергелей, песчаников и глин с преобладанием первых (свита Цице), которая в свою очередь перекрывается толщей песчано-глинистых пород (свита Горячего Ключа). Верхняя часть отдела сложена толщей терригенного флиша. В восточной части зоны во флишевой толще присутствуют горизонты с глыбами известняков и мергелей (ильинская свита), на западе значительное развитие получают мергели. Мощность отдела меняется от 1250 до 300 м по мере приближения к Предкавказской платформе.

Эоцен. Породы эоценового отдела подобно палеоценовым распространены в основном на северном склоне Главного хребта, встречаясь на южном склоне совместно с палеоценом в отдельных тектонических блоках. Нижняя часть отдела сложена толщей ритмично чередующихся песчаников, мергелей и глин (зыбзинская свита). Выше располагаются мергельные глины с пачками песков (кутаисская свита), сменяющиеся слабокарбонатными глинами (калужская свита). На глинах располагается толща карбонатных пород, сложенная внизу мергелями (хадыженская свита), в средней части мергелями и известняками (керестинская свита), затем битуминозными известняками (кумская свита) и, наконец, светлыми известняками (белоглинская свита). На юго-востоке зоны нижний и средний эоцен сложены толщей ритмично чередующихся глин, мергелей, алевролитов и песчаников (мамайская свита). Мощность эоцена от 200 до 600 м.

Баксано-Апшеронская зона

На этой территории присутствуют все ярусы верхней юры и мела и все свиты палеоцена и эоцена.

Верхняя юра. Келловой сложен обломочными, глинистыми и карбонатными породами с отчетливо выраженным тяготением обломочных пород к низам яруса.

глинистых к его средней части и карбонатных — к верхам. Среди карбонатных пород преобладают органогенно-обломочные известняки, в меньшей мере развиты болитовые известняки и доломиты. Обломочные породы представлены всеми разновидностями — от конгломератов до алевролитов. Специфичными образованиями келлевея являются линзообразные залежи мелкооолитовых бурых железняков мощностью до 6 м, встречающиеся в междуречье Баксан—Урух. Мощность яруса в западной части зоны измеряется первыми десятками метров. В Южном Дагестане мощность резко возрастает, достигая на водоразделе рек Самур и Кусарчай 700 м. В восточной части зоны ярус выклинивается.

Оксфордский и кимериджский ярусы сложены карбонатными породами. Наиболее распространены пелитоморфные известняки, значительным развитием пользуются также доломиты, образующие в карбонатной толще своеобразные неслоистые массивы мощностью до 100—150 м и протяженностью в несколько километров; по простиранию они замещаются слоистыми известняками. Реже встречаются пласты доломитов. В юго-восточной части зоны на территории Азербайджана кимериджский ярус сложен песчано-глинистой толщей с прослоями известняков и конгломератов (земчайская свита), с горизонтом глыбовых конгломератов (сырыдашский горизонт) в основании.

Имеются и специфичные образования, распространенные на локальных площадях. Это битуминозные и рифогенные известняки и пестроцветные гипсоносные образования. Первые из них известны в Северной Осетии в междуречье Урух—Гизельдон, где образуют толщу мощностью до 500 м. По минеральному составу и текстурам битуминозные известняки аналогичны пелитоморфным и отличаются от последних лишь присутствием бурых частиц битумов, равномерно рассеянных по всей массе пород. Рифогенные известняки распространены в западной части зоны, где они образуют практически сплошной барьерный риф, протягивающийся от р. Баксан до р. Терек параллельно береговой линии оксфорд-кимериджского морского бассейна на расстоянии 15—20 км от нее. Морфологически рифовые постройки представляют собой массивы неслоистых биогермных известняков и доломитов, каркасом служат колонии кораллов, гидроидов либо водорослей. К рифовым постройкам относятся также водорослево-губковые биогермы, слагающие горизонт псевдоскладчатых известняков в основании оксфордского яруса на территории Кабардино-Балкарии и Северной Осетии. Наличие полосы барьерных рифов приводило к возникновению отшнурованных бассейнов с застойным водным режимом. В подобных бассейнах из-за дефицита кислорода в морской воде органический материал не окислялся, а подвергался битуминизации и накапливался в карбонатных илах, преобразуясь при литификации в битуминозные известняки.

Мощность оксфорд-кимериджской толщи достигает 1200—1300 м. Максимальные значения отмечаются на южном эскарпе Скалистого хребта, к северо-востоку от которого мощности довольно быстро уменьшаются до полного выклинивания ярусов в зоне сопряжения геосинклинали с Предкавказской платформой. Снижение мощности до нескольких десятков метров происходит также восточнее р. Самур. На юго-восточной периферии зоны оксфордский ярус выклинивается. Титонский ярус представлен уникальной для Кавказа красноцветной галогенной формацией с фациями трех типов — прибрежно-морскими, открытого мелкого моря и лагунными. Первые из них занимают периферические части зоны и характеризуются разнообразием литологического состава. Наиболее специфичными являются грубообломочные образования, развитые в междуречье Малка — Ардон и представляющие собой скопления совершенно не окатанных и не отсортированных обломков и глыб известняков и доломитов

размером от нескольких сантиметров до 1,5—2 м в поперечнике. Брекчии образуют залежи неправильной формы мощностью до 200—300 м и протяженностью в несколько километров.

Относительно происхождения этих образований высказывались различные мнения. Их принимали либо за просадочные брекчии, либо рассматривали как скопление продуктов разрушения островов в титонском морском бассейне. По-видимому, обе точки зрения следует признать ошибочными. В 1970 г. в одной из глыб известняка на левобережье р. Черек Безенгийский нами были найдены верхнеоксфордские брахиоподы *Rhactorhynchia cf. corallina* L e u m. и *R. cf. piuguis* R a e m. Следовательно, брекчии образовались за счет размыва карбонатной толщи оксфорд-кимериджа. Об этом свидетельствует и литологический состав обломков. Среди них встречаются все те разновидности известняков и доломитов, что распространены в оксфордском и кимериджском ярусах. Весьма показательным пространственным положением залежей и их морфология. Полоса распространения брекчий имеет четкую линейную ориентацию с расположением залежей вдоль южной границы площади распространения титонского яруса. Максимальная мощность отмечается на юге. К северу происходит уменьшение мощностей до полного выклинивания залежей в нескольких километрах от эскарпа Скалистого хребта. Следует также отметить, что толщи брекчий лишены всяких следов стратификации. Названные факты позволяют рассматривать эти образования как обвальные накопления у подножий скалистых гряд в южной прибрежной полосе титонского моря, берег которого был сложен карбонатными породами оксфордского и кимериджского ярусов. В самой северо-западной части зоны титон представлен толщей чередующихся маломощных пластов песчаников, алевролитов и аргиллитов с редкими горизонтами известняков, мелкообломочных брекчий и гравелитов. Южнее и восточнее на территории, охватывающей район Кавминвод, Кабардино-Балкарию и западные районы Северной Осетии, распространены типичные лагунные фации, в составе которых находятся красноцветные глины, известняки, доломиты, ангидриты (гипсы), каменная соль.

В Чечено-Ингушетии и Дагестане титон сложен известняково-гипсовой толщей мощностью до 300 м с пачками гипсоносных пород в средней части яруса. В бассейне р. Аргун среди ангидритов имеются маломощные прослои каменной соли. В Азербайджане в основании яруса залегают красноцветные песчано-глинистые породы мощностью до 80 м (судурская свита), выше которых располагается толща пестрых известняков и доломитов мощностью 700—800 м (шахдагская свита). Юго-восточнее горы Шахдаг мощность яруса уменьшается до 100 м, причем он залегает трансгрессивно на средней юре. Мощность яруса на большей части зоны колеблется в пределах 300—500 м и лишь на северо-западе в районе г. Георгиевска повышается до 1000 м.

Нижний мел. Поярусное расчленение нижнего мела не вызывает затруднений, поскольку ярусы различаются своей литологией и содержат достаточное количество фауны.

Берриас распространен по всей зоне, выклиниваясь на ее северо-западном замыкании. Слагается он глинами темно-серого цвета, резко отличающимися от пестроцветных глинистых пород титона. В Азербайджане глины замещаются толщей терригенно-карбонатного флиша. Мощность яруса на большей части зоны не выходит за пределы 40—50 м. На юго-востоке, где ярус представлен флишевой толщей, мощность его возрастает до 600—650 м. Валанжин состоит из карбонатных пород, среди которых наиболее широко развиты пелитоморфные и органогенно-обломочные известняки. Доломиты встречаются в виде

редких маломощных пластов. На локальных участках в базальной части яруса встречаются маломощные галогенные образования с мелкими линзами ангидритов. Восточнее р. Самур карбонатные образования сменяются толщей карбонатно-терригенного флиша. Мощность меняется от нескольких десятков метров в северной части зоны, примыкающей к платформе, до 300 м на Скалистом хребте.

Готерив сложен в основном глинистыми и обломочными породами с редкими прослоями органогенно-обломочных известняков. Среди песчаников часто встречаются глауконитовые разности. В Южном Дагестане терригенные породы замещаются карбонатными. Мощность яруса до 400—450 м. В барреме основными породами также являются песчаники, алевролиты и аргиллиты с прослоями детритусовых и оолитовых известняков. Карбонатные породы иногда образуют пачки мощностью в несколько десятков метров. Мощность яруса обычно составляет 200—250 м. В восточной части зоны в бассейне р. Атачай мощность увеличивается до 700 м.

Апт имеет двучленное строение с песчаниками в нижней части и песчанистыми аргиллитами в верхней. Мощность снижается от 400 м в Северной Осетии до 50—75 м в восточной части Дагестана. В западном Азербайджане аптские образования уничтожены эрозией и вновь появляются в разрезе восточнее р. Вельвеличай, где ярус сложен в основном глинистыми известняками мощностью до 150 м.

Альб представлен песчанистыми глинами с редкими прослоями песчаников. В верхней части яруса иногда встречаются прослой мергелей и известняков. На востоке зоны в Азербайджане возрастает роль песчаников. Мощность альбской толщи 150—200 м.

Суммарная мощность нижнего мела достигает 1,5—2 км, причем максимальные величины отмечаются вдоль юго-западной границы в полосе выходов нижнемеловой толщи на дневную поверхность на склонах Скалистого и Пастбищного хребтов. В северо-восточном направлении мощность постепенно снижается по мере приближения к платформе до 800—900 м.

Верхний мел. Верхнемеловая толща характеризуется резким преобладанием карбонатных пород — известняков, мергелей, иногда мелоподобных известняков. Глинистые и обломочные породы занимают подчиненное положение. Наибольшее распространение они имеют в сеноманском ярусе, представляющем в литологическом отношении промежуточную толщу между терригенным альбом и карбонатным туроном. Мощность сеномана до 50 м.

Туронский, коньякский, сантонский и кампанский ярусы сложены тонкозернистыми либо пелитоморфными известняками с прослоями мергелей. Известняки часто имеют розовую либо красную окраску. В кампане имеются мелоподобные известняки и горизонты писчего мела. Для маастрихтского и датского ярусов характерно более широкое распространение мергелей и песчанистых известняков.

Суммарная мощность верхнемеловой толщи изменяется от 75 м в северо-восточных частях зоны, граничащих с платформой, до 1500 м — в полосе, располагающейся вдоль ее юго-западной границы.

Палеоцен и эоцен. Палеоценовые и эоценовые отложения распространены в северной части зоны, протягиваясь в виде полосы шириной от 15 до 70 км вдоль границы с Предкавказской платформой. В составе палеоцена по всей зоне внизу преобладают мергели с редкими прослоями известняков (эльбурганская свита) и в верхней части известковистые глины с прослоями мергелей (свиты Горячего Ключа и абазинская). Мощность отдела 20—40 м. В Азербай-

джане мергели замещаются пестроцветными известковистыми глинами с прослоями песков и линзами конгломератов и перекрывающей их толщей песчаников общей мощностью до 120 м.

Эоценовый отдел также представлен в основном мергелями. В нижних частях разреза распространены зеленые и пестрые мергели и глины (черкесская свита), выше которых лежат битуминозные известняки, мергели и бурые глины (керестинская и кумская свиты), сменяющиеся в свою очередь светло-серыми мергелями и известняками (белоглинская свита). Мощность отдела от 80 до 200 м. На востоке зоны эоцен состоит из чередующихся пластов известняков, мергелей, известковистых глин, песчаников мощностью до 500—700 м.

Лабино-Малкинская зона

Разрез позднемезозойских-раннекайнозойских образований в рассматриваемой зоне неполный. Неокомские образования отсутствуют полностью, а для остальных ярусов характерны несравненно меньшие значения мощностей.

Верхняя юра. Келловейский ярус имеет непостоянный состав. В междуречье Баксан—Кума ярус сложен разнородными косослоистыми песчаниками с рассеянной кварцевой галькой и линзообразными прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Особым типом континентальных образований является древняя кора выветривания на Малкинском серпентинитовом массиве, с которой связано Малкинское железорудное месторождение. По всей вероятности такой же возраст имеет и часть толщи гранитной дресвы на палеозойском гранитном массиве в районе г. Кисловодска. Западнее г. Черкесска ярус представлен толщей прибрежно-морских песчано-глинистых пород с горизонтами органогенно-обломочных известняков в самой верхней части. Характерны резкие изменения мощности яруса — от нескольких метров в бассейнах рек Кубани и Белой до 100—120 м в бассейне р. Лабы.

Оксфордский и кимериджский ярусы представлены известняками разных литологических типов — копрогенными, пелитоморфными, оолитовыми, органогенно-обломочными. Реже встречаются доломиты. Для всех карбонатных пород характерна значительная примесь обломочного материала. Суммарная мощность двух ярусов колеблется в пределах 50—150 м и лишь в западной части зоны возрастает до 200—250 м. Титонский ярус сложен толщей красноцветных глин с пластами известняков и доломитов и линзообразными залежами гипсов. Мощность яруса 100—150 м.

Нижний мел. Полный стратиграфический разрез нижнемеловой толщи наблюдается в восточной части зоны в междуречье Малка—Малый Зеленчук, где на титонских красноцветах лежат мергели и песчаники берриасского яруса мощностью в несколько метров. Выше располагаются валанжинские известняки мощностью в несколько десятков метров, сменяющиеся готеривскими алевролитами и песчаниками с пластами органогенно-обломочных известняков мощностью до 100 м. Готеривский ярус распространен также и в западной части зоны, где представлен глинами и песчаниками с прослоями конгломератов (свита Губс), залегающими на красноцветных породах титона. Мощность яруса достигает 200 м и постепенно уменьшается в восточном направлении до полного выклинивания яруса в бассейне р. Ходзь. Такое же пространственное положение занимает барремский ярус, представленный на востоке и западе песчаниками и алевролитами с прослоями глин и редкими пластами известняков-ракушечников. Мощность яруса на западе зоны до 60 м, на востоке до 100 м. В междуречье Большой Зеленчук — Белая неокомские образования отсутствуют.

Аптский ярус распространен по всей зоне, согласно сменяя на востоке и западе барремские образования и залегая в средней части трансгрессивно на титоне. Ярус сложен в нижней части глинами и алевролитами и в верхней — алевролитами и песчаниками с шарообразными стяжениями песчаных известняков диаметром до 2—3 м. Мощность яруса 100—150 м. Альбский ярус также развит повсеместно, слагаясь внизу преимущественно песчаниками и алевролитами, а сверху — глинами. Мощность яруса от 110 до 350 м с максимумом в центральной части зоны.

Верхний мел. Отложения верхнего мела распространены по всей зоне в полном стратиграфическом объеме. Сенман в западной и восточной частях зоны сложен известняками и известковистыми песчаниками с глауконитом, в центральной части — мергелями и известняками. Мощность яруса не превышает 10—12 м. Турон состоит в нижней части из глауконитовых песчаников и алевролитов с прослоями известняков и мергелей и известняков — в верхней части. Мощность 15—30 м. Коньякский ярус также сложен известняками мощностью от 10 до 35 м. Сантон и кампан представлены толщей переслаивающихся известняков и мергелей общей мощностью от 80 м на западе зоны до 180—200 м на востоке. Маастрихт сложен аналогичной толщей и отличается преобладанием известняков. В восточной части зоны в составе яруса имеются пласты глауконитовых песчаников. Мощность яруса плавно возрастает с запада на восток от 50 до 150—170 м. Датский ярус сложен известняками и мергелями с глауконитом мощностью не более 10—15 м.

Палеоцен и эоцен. Палеоценовые отложения согласно сменяют нижнемеловые. В основании располагается толща нижнепалеоценовых мергелей с редкими прослоями известковистых песчаников и алевролитов (эльбурганская свита). Верхний палеоцен сложен преимущественно бескарбонатными глинами с прослоями и пачками глинистых песчаников и алевролитов (свиты Горячего Ключа и абазинская). Мощность отдела 200—250 м. Эоцен в нижней части состоит преимущественно из известковистых песчаников и алевролитов (георгиевская свита), сменяющихся выше толщей песчаных мергелей среднего эоцена (черкесская свита), выше которой располагается толща мергелей и известняков верхнего эоцена (керестинская, кумская и белоглинская свиты). Мощность отдела до 250 м.

Сванетско-Азербайджанская зона

С северо-востока зона ограничена линией выхода на дневную поверхность подошвы верхнеюрской толщи. Юго-западной границей служит линия стратиграфического выклинивания образований этого возраста, протягивающаяся по южным предгорьям Сванетского, Лечхумского и Тушинского хребтов в западной Грузии, по долине р. Алазани в Кахетии и по южным предгорьям Главного хребта через города Исмаиллы—Шемаха—Баку в Азербайджане.

Верхняя юра. Отложения верхней юры представлены мощной толщей терригенно-карбонатного флиша, лежащего согласно на средней юре. Терригенный флиш характерен для келловейского яруса, сложенного ритмично чередующимися пластами аргиллитов, алевролитов и песчаников. Мергели встречаются в виде редких маломощных пластов (млетская свита в Грузии и земчайская и гдымчайская свиты в Азербайджане). В восточной части зоны в основании яруса на локальных участках развиты глыбовые известняковые конгломераты мощностью до 25 м (сарыдашский горизонт). Общая мощность яруса меняется от 100—150 м в Грузии до 200—225 м в Азербайджане.

Оксфордский ярус состоит в северо-западной части зоны из мощной толщи сланцеватых мергелей с прослоями и пачками известняков, часто песчанистых (свита Бахани), сменяющихся на юго-востоке в верхней половине яруса органическими известняками. Мощность яруса на территории Грузии достигает 1000 м и снижается в юго-восточном направлении до 100—120 м.

Кимериджский ярус в грузинской части зоны целиком сложен сланцеватыми мергелями (кассарская свита), тогда как в Азербайджане мергели замещаются песчано-глинистыми породами, содержащими прослой известняков. Мощность яруса около 100 м.

В титоне преобладают мергели и известняки с горизонтами грубообломочных пород в нижних частях яруса (нижняя часть свиты Циפורи). Мощность яруса в грузинской части зоны около 500 м. В азербайджанской части ярус представлен толщей пестроцветных аргиллитов, песчаников и известняков мощностью от 60 до 200 м (илисуйская свита).

Нижний мел. Нижнемеловые образования согласно перекрывают верхнеюрский отдел и в основной своей части представлены флиноидными толщами. В Сванетии и Южной Осетии берриасский и валанжинский ярусы образуют единую толщу, состоящую из тонко чередующихся пластов мергелей, известняков, аргиллитов и известковистых песчаников (верхняя часть свиты Циפורи). Суммарная мощность ярусов здесь около 400—500 м. В Кахетии в составе ярусов возрастает роль обломочных пород. Еще восточнее в азербайджанской части зоны берриасский ярус сложен внизу известняками, сменяющимися выше по разрезу известковистыми песчаниками с горизонтом конгломератов. Мощность яруса весьма изменчива — от 150 до 550 м.

Валанжин не имеет постоянного состава. В районе г. Шахдаг ярус представлен известняками, в верховьях р. Атачай — карбонатно-терригенным флишем, на р. Дягначай — карбонатным флишем и т. д. Мощность валанжинских образований колеблется в пределах 100—200 м.

Готеривский и барремский ярусы в северо-западной части зоны сложены известковистыми глинами и мергелями, чередующимися с известняками и известковистыми песчаниками (свиты Геске и пассанаурская). В Кахетии в составе ярусов возрастает роль обломочных пород. Суммарная мощность ярусов 400—500 м. Еще восточнее в Азербайджане, готеривский ярус подобно валанжинскому не имеет постоянного состава. В районе г. Шахдаг доминируют известняки, восточнее карбонатные породы замещаются глинистыми. Мощность яруса также весьма изменчива — от 200—300 до 900 м. Барремский ярус сложен в нижней части известняками, в верхней глинистыми породами. Мощность яруса до 600 м.

Аптский и альбский ярусы представлены в Грузии толщами терригенно-карбонатного флиша суммарной мощностью от 600 до 900 м (свиты Дгнали и павлеурская, или Навтис-хеви). Восточнее карбонатные породы постепенно исчезают из разреза и в Азербайджане оба яруса повсеместно представлены толщей глинистых пород, содержащей прослой и пакеты песчаников. Мощность ярусов здесь колеблется от 150 до 400 м.

Верхний мел. Верхний отдел мела лежит на альбе согласно и в большей части зоны представлен всеми ярусами. Лишь на юго-востоке разрез начинается сантонским либо кампанским ярусами, трансгрессивно залегающими на различных горизонтах нижнего мела. В составе верхнемеловых образований преобладают карбонатные породы; песчаники и аргиллиты доминируют только в нижнем сеномане (свита Укугмарт), являющемся по своей литологии промежуточным звеном между терригенными толщами нижнего мела и карбонатными

верхнемеловыми образованиями. Мощность нижнего сеномана около 100 м. Верхний сеноман и нижний турон сложены окремненными известняками с прослоями мергелей и песчаников (ананурская свита) мощностью в несколько десятков метров. Верхний турон слогаается толщей слоистых известняков и мергелей характерного красного, розового и белого цвета (свита Маргалитисклде), мощность которой меняется от 20 до 90 м.

Коньякский ярус и нижнесантонский подъярус состоит из белых пелитоморфных известняков, прослоенных тонкими пропластками мергелей (свита Эшмакис-хеви), общей мощностью до 400 м в северных частях зоны. В верхнем сантоне и нижнем кампане преобладают песчанистые и органогенно-обломочные известняки, чередующиеся с пестрыми мергелями (свита Джорчи). Мощность от 100 до 400 м. Верхний кампан и маастрихт представляют собой толщу ритмично чередующихся пелитоморфных известняков, песчанистых известняков, мергелей и известковистых глин мощностью от 30 до 200 м (сабуинская свита).

Верхняя часть меловой системы представлена толщей карбонатного флиша (квистерская свита). Мощность ее меняется от 200 м в северной части зоны до 100 м в южной. Толща не имеет четкого стратиграфического положения, возраст ее определяется как маастрихт — дат. В Кахетии флишевые толщи верхнего сантона, кампана, маастрихта и нижнего дата замещаются толщей «дикого флиша», состоящей из неправильно чередующихся невыдержанных пластов глыбовых конгломератов, брекчий, песчаников, мергелей и редких горизонтов туфобрекчий и туфопесчаников мощностью от 50 до 500 м (орбитоидная свита). Верхи датского яруса представлены терригенным флишем (нижняя часть надорбитоидной, или шахветильской, свиты). Мощность от 100 до 400 м.

Резко отличный состав верхний мел имеет в самой восточной части зоны, где большая часть отдела представлена туфогенными образованиями. Сеноманский и туронский ярусы сложены туфоконгломератами и туфобрекчиями, среди которых в нижней части разреза располагаются пластовые залежи андезитовых и базальтовых порфиритов (сельгядыкская свита). Верхний турон и верхний коньяк в большинстве случаев представлены толщей, состоящей из чередующихся пластов туфогравелитов, туфопесчаников, туффитов, мергелей, бентонитовых глин, яшм (ниалдагский горизонт). В сантонском ярусе наряду с туфогенными образованиями присутствуют пестрые мергели и серые известняки (фитдагская свита). И лишь начиная с сантона разрез приобретает обычный для верхнего мела известняково-мергельный состав. Туфогенные породы в этой части разреза встречаются в виде редких горизонтов. Наконец, маастрихтский ярус сложен карбонатным флишем.

Палеоцен и эоцен. Образования палеоценового возраста согласно перекрывают толщу верхнего мела. Из-за отсутствия надежного палеонтологического материала существуют разногласия по поводу положения границы между мезозойской и кайнозойской системами. Большинство исследователей проводят границу в кровле шахветильской свиты, однако некоторые верхнюю часть названной свиты относят к палеоцену. Несомненно палеоценовый возраст имеет нижняя часть толщи тонкослоистых зеленых мергелей, глин, песчаников и известняков (свита Квакуери) мощностью около 200 м, сменяющая вверх по стратиграфическому разрезу шахветильскую свиту. Верхняя часть этой толщи относится к нижнему эоцену. В основании среднего эоцена располагаются конгломераты и песчаники. Средние части разреза сложены мергелями и глинами, частично битуминозными и гипсоносными (ильдоканская свита). Верхний эоцен

сложен толщей чередующихся глин и песчаников. Среди них встречаются горизонты туфов и туфобрекчий (свита Алоти).

Суммарная мощность среднего и верхнего эоцена около 1000 м.

ЗАКАВКАЗСКИЙ СРЕДИННЫЙ МАССИВ

На этой территории выделяются четыре фациальные зоны. Среднюю часть массива в центральной Грузии занимает Дзирульская зона, где осадочные толщи имеют сокращенный разрез по стратиграфической полноте и мощностям. Западнее располагаются Абхазская и Колхидская зоны с полными стратиграфическими разрезами осадочных толщ. В восточной части массива располагается Куринская зона.

Дзирульская зона

Зона охватывает территорию Дзирульского массива. Разрез осадочной толщи среднеальпийского этапа начинается с нижнемелового отдела, залегающего трансгрессивно на породах разного возраста — от палеозойских до среднеюрских.

Нижний мел. Нижние ярусы развиты только в западной части Дзирульского массива, где они представлены песчаниками, сменяющимися выше песчанистыми известняками с прослоями песчаников, глин и мергелей. Эта толща, объединяющая берриасский, валанжинский и готеривский ярусы, имеет в юго-западной части массива мощность около 100 м. В северном и восточном направлениях мощность быстро снижается вплоть до полного выклинивания толщи. Остальные ярусы нижнего мела распространены более широко. Баррем сложен различными известняками с горизонтами обломочных пород в низах яруса. Мощность от 60 до 250 м. В апте преобладают мергели, общая карбонатность толщи уменьшается в разрезе яруса снизу вверх. Мощность апта 15—20 м. Альб в большей части зоны также представлен мергелями. В южных районах основными породами яруса становятся туфогенные образования — туфопесчаники и туфобрекчий. Мощность вулканогенной толщи около 80 м.

Верхний мел. Толща верхнего мела залегает на подстилающих образованиях трансгрессивно и представлена всеми ярусами. Сенман начинается горизонтом базальных конгломератов, выше которого располагается толща (50—120 м) чередующихся пластов глауконитовых песчаников, мергелей, известняков. Туронский и коньякский ярусы представлены белыми и розовыми известняками с кремнями. Суммарная мощность ярусов 100—200 м. Верхняя часть верхнемеловой толщи от подошвы сантонского яруса до кровли датского сложена белыми и светло-серыми пелитоморфными известняками мощностью порядка 100—120 м. В южных частях зоны карбонатные породы верхнего мела замещаются вулканогенными образованиями мощностью до 300 м. В их составе порфириновые туфобрекчий, туфопесчаники, туфы.

Палеоцен и эоцен. Оба отдела сложены известняками. Лишь в верхах эоцена преобладают мергели. Суммарная мощность отделов не превышает 100—120 м.

Абхазская зона

Верхняя юра. Толща пород верхней юры залегает трансгрессивно на среднеюрских образованиях, представлена всеми ярусами и по своему литологическому составу четко делится на две части: нижнюю — терригенную (келловей

и низы оксфорда) и верхнюю — карбонатную (верхний оксфорд — титон). В келловейском ярусе основную роль играют песчаники и песчанистые глины, причем в основании келловей прослеживается горизонт базальных конгломератов мощностью в несколько метров. На южном склоне Ачавчарского хребта распространены грубозернистые красные песчаники и конгломераты. Специфичными образованиями яруса являются горизонты туфов кварцевых альбитофиров и туфогенных песчаников, встречающихся в западной Абхазии. Мощность яруса достигает 150 м в западной части зоны и снижается по мере продвижения на восток до полного его выклинивания в восточных районах зоны.

Оксфордский ярус в нижней части также представлен песчаниками, сменяющимися в верхней половине органогенными известняками мощностью до 150 м. Кимериджский и титонский ярусы слагаются пестроцветными песчано-глинистыми образованиями, известняками, доломитами, рифовыми известняками, причем титон распространен лишь в самой западной части зоны. Суммарная мощность ярусов около 200—250 м.

Нижний мел. Неокомские образования встречаются по всей зоне и представлены исключительно карбонатными породами, среди которых преобладают пелитоморфные известняки. В восточной части Абхазии в низах толщи прослеживается маломощный горизонт гравелитов и песчаников. Мощность неокома около 100—120 м. Аптский ярус сложен пелитоморфными глинистыми известняками и мергелями мощностью 20—30 м. В альбском ярусе преобладают мергели, среди которых встречаются редкие тонкие прослой глауконитовых песчаников, туфопесчаников и туфов. Мощность яруса 60—80 м.

Верхний мел. Отложения верхнего мела согласно перекрывают нижнемеловые и имеют по преимуществу карбонатный состав. Сенومان в западной части зоны сложен мергелями с прослоями туфопесчаников, туффитов и глауконитовых песчаников, сменяющихся в центральной Абхазии толщей чередующихся пластов глауконитовых песчаников, глин и мергелей. Мощность яруса от 10 до 100 м. Турон и коньяк представлены толщей белых, розовых и красных известняков с кремневыми стяжениями общей мощностью от 50 до 150—180 м. Сантон и маастрихт также сложены известняками белого цвета, толща которых имеет мощность 400—500 м. Датский ярус в западной части зоны состоит из пестроцветных мергелей и в восточной — из известняков. Мощность 100—120 м.

Палеоцен и эоцен. Отложения палеоцена и эоцена согласно продолжают верхнемеловой разрез и также слагаются карбонатными породами. На большей части зоны в составе отделов преобладают известняки, в меньшей степени развиты мергели. Резко отличный состав оба отдела имеют в самой западной части зоны, где палеоцен представлен мергелями, а эоцен — толщей песчано-глинистых пород мощностью до 400 м (свита Мехадири).

Колхидская зона

Зона расположена на территории Колхидской низменности. Образования среднеальпийского этапа здесь погребены на значительной глубине.

Верхняя юра и нижний мел. Немногочисленные буровые скважины вскрыли лишь титонский ярус, представленный, как и в большинстве других районов Большого Кавказа, гипсоносной толщей. Вскрытая мощность яруса до 400 м. Выше располагаются неокомские образования мощностью до 900 м, в составе которых доминируют известняки. Аптский ярус в большей своей части также состоит из известняков, однако в его составе значительное развитие имеют мергели. Альбский ярус представляет собой толщу чередующихся пластов

мергелей, глауконитовых песчаников и туфов мощностью до 400 м. На южной периферии зоны в области сопряжения ее с Малым Кавказом в составе аптского и альбского ярусов значительное развитие имеют вулканогенные образования. Оба яруса здесь представлены толщей туфоконгломератов, туфобрекчий, глин, мергелей и известняков общей мощностью 250—300 м.

Верхний мел. В основании верхнемеловой толщи располагаются аргиллиты с примесью туфового материала, туфопесчаники и туфы сеноманского яруса мощностью 40—60 м. Туронский и коньякский ярусы сложены крупнозернистыми известняками общей мощностью порядка 300 м. В северных частях зоны известняки замещаются вулканогенными образованиями. Сантонский и маастрихтский ярусы состоят из пелитоморфных известняков суммарной мощностью 150 м. Датский ярус сложен известняками и мергелями. Мощность 40—50 м. В южной части зоны верхний мел представлен толщей вулканогенных образований — базальтами, порфирированными туфобрекчиями, туфами, туфопесчаниками. Мощность толщи до 500 м.

Палеоцен и эоцен. Оба отдела характеризуются значительным литологическим разнообразием. В их составе имеются терригенный и карбонатный флиш, пестроцветные песчано-глинистые и карбонатные образования. Значительную роль играют туфогенные песчаники, туфы, покровы дацитов, андезитов, базальтов и др. В базальных слоях палеоцена встречаются конгломераты с галькой и глыбами верхнемеловых известняков и галькой палеозойских пород. По площади распространения и разрезу палеоцена и эоцена происходит частая смена указанных литологических комплексов. Нередко на протяжении нескольких десятков километров происходит полное изменение характера разреза. В общем можно отметить возрастание роли вулканогенных образований в западных частях зоны. В Аджарии мощность толщи вулканогенных пород достигает нескольких тысяч метров. На Ахалцихско-Имеретинском хребте флишевая формация имеет мощность около 1500 м.

ТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА НА СРЕДНЕАЛЬПИЙСКОМ ЭТАПЕ

На Большом Кавказе осадочные породы среднеальпийского этапа слагают единый структурный этаж сложного складчато-блокового строения с тектонической зональностью, в общем соответствующей фациальной зональности (В. В. Белоусов, 1938 г.; В. П. Ренгартен, 1939 г.; Е. Е. Милановский, 1963 г.; В. Е. Хаин, 1968 г., и др.). Относительно проста структура в Лабино-Малкинской зоне, где все породы от келловейских до эоценовых включительно падают моноклинально на север в сторону Предкавказской платформы под углом 10—20°. Какие-либо существенные разрывные нарушения здесь отсутствуют. Невысказанно более сложна структура среднеальпийских толщ на северо-западном и юго-восточном Кавказе.

В Адлеро-Славянской зоне толща смята в складки самого разного ранга, осложненные к тому же многочисленными разрывными нарушениями. В общем плане отчетливо проявляется зональность общекавказской ориентировки, выраженная существованием сопряженных систем узких антиклинорий и более широких синклинорий, крылья которых интенсивно смяты в складки более высоких порядков вплоть до микроскладок с амплитудами в несколько метров. На крайнем северо-западе Большого Кавказа складки приобретают характер брахиантиклиналей и куполов, причем северо-западная ориентировка меняется

на запад-юго-западную. Точно так же обстоит дело с разрывными дислокациями, среди которых основными являются региональные разломы общекавказского простираения с амплитудами смещения в несколько сотен метров и системами оперяющих их тектонических трещин. Движения по разрывным нарушениям привели к опрокидыванию складок и горизонтальным перемещениям горных масс с образованием покровных структур.

На восточном Кавказе складчатость осадочной толщи носит иной характер. На севере, в Баксано-Апшеронской зоне наиболее характерными складчатыми структурами являются антиклинальные складки сундучного типа с весьма резкими переходами от почти горизонтального залегания пород на сводах антиклинали к крутым почти вертикальным крыльям. Простираение осей складок в Северной Осетии и Чечено-Ингушетии близко к широтному и постепенно меняется на восток-юго-восточное в Дагестане. На юго-восточной периферии Баксано-Апшеронской зоны широкая зона складок сундучного типа сменяется узким Улучайским антиклинорием.

На южном склоне Главного хребта в Сванетско-Азербайджанской зоне толща пород среднеальпийского этапа смята в систему опрокинутых к югу изоклинальных складок, крылья которых нередко осложнены пологими надвигами, переходящими в тектонические покровы с амплитудами горизонтального перемещения до 20—25 км (Чинчвельский и Баскальский покровы). С юга зона ограничена системой региональных разломов общекавказского простираения.

В среднеальпийском этапе выделяется шесть периодов развития с разными планами тектонической зональности, которые следует рассматривать как составные части единого этапа.

Келловейско-кимериджский подэтап

Начальный подэтап среднеальпийского этапа характеризуется минимальной дифференциацией главных геотектонических элементов на тектонические структуры более низких рангов (рис. 34). Так, вся Предкавказская платформа представляла собой единую консолидированную область, не испытывавшую каких-либо существенных восходящих либо нисходящих движений. В палеогеографическом смысле платформа представляла собой сушу, большая часть которой была сложена песчано-глинистыми породами триаса, лейаса и доггера. На локальных участках на дневную поверхность выходили палеозойские граниты (район Кавминвод, окрестности г. Белореченска), серпентиниты (верхнее течение р. Малки) и метаморфические сланцы (северо-восток Ставропольского края, район г. Кропоткина и др.). Судя по тому, что в расположенной южнее геосинклинальной области в этот период происходило накопление карбонатных пород, снос терригенного материала проявлялся в незначительных масштабах, т. е. суша представляла собой обширную низменность со слабо выраженными процессами денудации.

В геосинклинали Большого Кавказа наиболее значительной по масштабу структурой являлся Восточно-Кавказский прогиб, занимавший современную высокогорную часть центрального и юго-восточного Кавказа. Северная и южная его границы соответствуют границам Баксано-Апшеронской и Сванетско-Азербайджанской зон. Осевая линия структуры проходила либо несколько южнее водораздельной линии Главного хребта, либо совпадала с ней. Западное замыкание прогиба находилось в верховьях р. Малки, восточное — в районе горы Дибрар. Протяженность структуры составляла 600 км при ширине до 140 км. Интенсивность прогибания была сравнительно невысокой, суммарная

амплитуда опускания за весь цикл развития выразилась цифрой порядка 1,2—1,5 км.

Западно-Кавказский прогиб оконтуривался границами распространения осадочных пород Адлер-Славянской зоны, т. е. имел линейную форму и ориентировался несколько косо по отношению к современной структуре Кавказа. Установленная протяженность структуры около 130 км при ширине до 60 км. Юго-западное крыло прогиба частично заходило в акваторию Черного моря. По-видимому, прогиб распространялся в более западные районы в бассейн

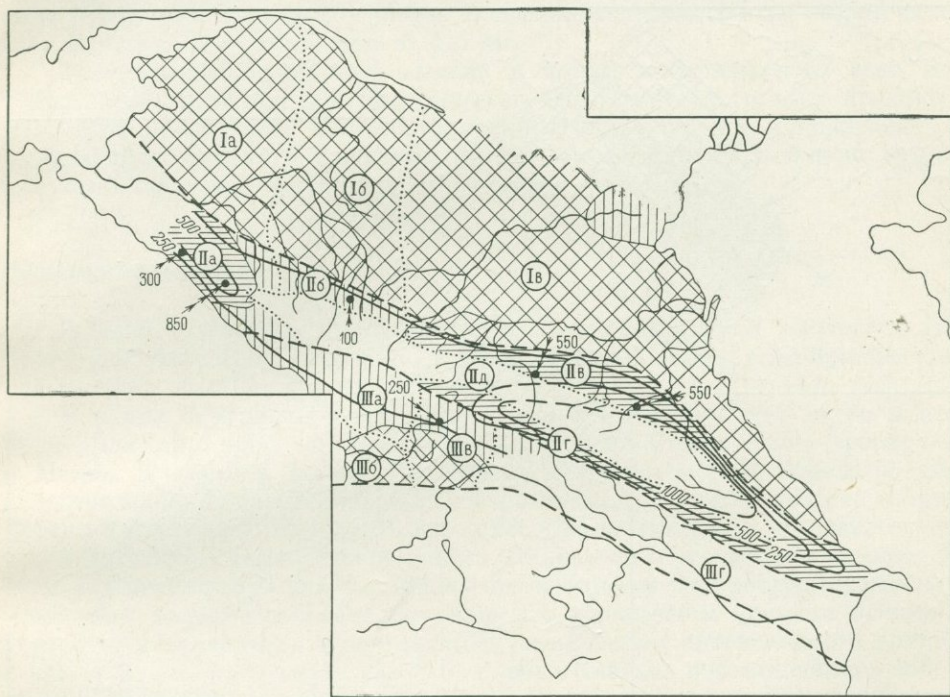


Рис. 31. Фации и мощности осадочных толщ келловейско-кимериджского подэтапа. Условные обозначения см. на рис. 30

нижнего течения р. Кубани. В пользу этого предположения свидетельствует тот факт, что мощности келловей, оксфорда и кимериджа непрерывно растут при движении вдоль осевой линии прогиба на северо-запад, достигая максимальных величин в зоне погружения толщи на недоступную для наблюдения глубину. Северо-Кавказский краевой массив представлял собой своего рода выступ Предкавказской платформы, распространявшийся далеко на юг в Закавказье до междуречья Мзымта—Гумиста, где смыкался с Закавказским средним массивом. Этим массивом геосинклиналь Большого Кавказа расчленилась на две охарактеризованные выше собственно геосинклинальные структуры.

Титонский подэтап

На границе кимериджского и титонского веков произошла существенная перестройка тектонического плана региона (рис. 32). В нисходящие движения помимо Большого Кавказа была вовлечена южная часть Предкавказской

платформы. Крайние северные точки распространения морских пород титонского яруса находятся в районе городов Крпоткин и Арзгир, т. е. в 100—130 км севернее линии стратиграфического выклинивания дотитонских образований верхней юры, фиксирующей границу между платформой и геосинклиналью. Одновременно геосинклиналь Большого Кавказа явилась областью частичной инверсии, выразившейся в воздымании юго-восточного крыла Восточно-Кавказского прогиба на территории центрального Кавказа. В начале титонского века здесь сформировалась молодая горная страна, сложенная на поверхности кар-

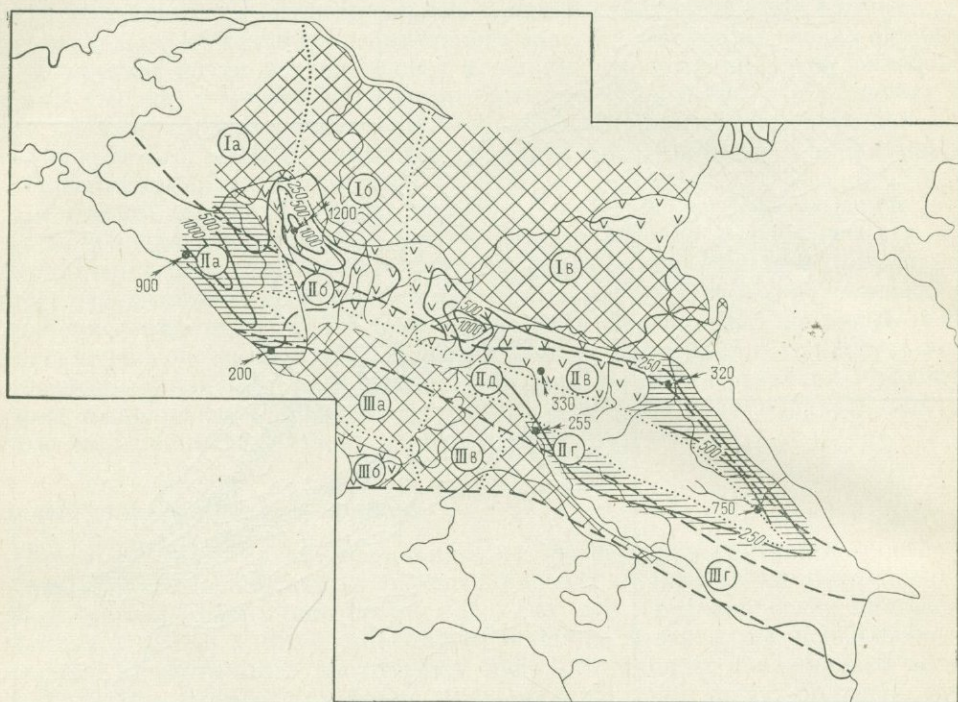


Рис. 32. Фации и мощности осадочных толщ титонского подэтапа. Условные обозначения см. на рис. 30

бонатными породами оксфорда и кимериджа. Южный берег титонского морского бассейна располагался в непосредственной близости от современного эскарпа Скалистого хребта. Основанием для подобного заключения служит широкое распространение в составе яруса описанных выше известняковых и доломитовых брекчий, представляющих собой обвальные накопления у подножий скалистых берегов. Остальная часть Восточно-Кавказского прогиба продолжала испытывать нисходящие движения. Вся северная половина его вместе с краевой частью платформ представляла собой единую структуру, имевшую форму линейного прогиба. Единство подчеркивается совершенно одинаковым литологическим составом титонских толщ на платформе и в геосинклинали. Лагунный характер седиментации был обусловлен отшнуровкой прогиба (с располагавшимся в нем заливом) южной кордильерой от внешней акватории. Западно-Кавказский прогиб продолжал свое существование в границах геосинклинали, занимая такое же пространственное положение, как и в предшествующем цикле. Северо-

Кавказский краевой массив в титонском веке не представлял собой единого целого. Северо-восточная часть его, располагавшаяся в междуречье Малый Зеленчук — Лаба, явилась областью нисходящих движений, которая вместе с интенсивно опускавшейся южной краевой частью Предкавказской платформы образовала своеобразный линейный прогиб, ориентированный в антикавказском направлении и протягивавшийся от пос. Псебай на р. Малая Лаба до станции Тбилисская на Кубани. Осевая линия его совпадала с долиной р. Лаба, т. е. ориентировалась по азимуту 310—320°. Протяженность прогиба составляла 150 км при ширине 40—50 км. В течение титонского века осевая часть прогиба опустилась не менее чем на 1,5 км.

Закавказский срединный массив в конце кимериджского века испытал восходящие движения и в продолжение всего титонского века представлял в в большей своей части консолидированную структуру, не подверженную движениям существенного масштаба. Мобильность сохранила только юго-восточная часть массива на Колхидской низменности.

Неокомский подэтап

В начале нижнемеловой эпохи тектонический план Большого Кавказа претерпел очередную эволюцию, выразившуюся в общем расширении областей, испытавших нисходящие движения (рис. 33).

В конце барремского века граница консолидированной части платформы проходила примерно по линии Усть-Лабинск—Ставрополь—Арзгир — устье р. Малка. К югу от р. Малка в ее среднем и нижнем течении начала развиваться самостоятельная платформенная тектоническая единица второго порядка — Терско-Каспийская плита. Плита охватывала северные и северо-восточные части Дагестана, самый северо-восток Ставропольского края и северные районы Чечено-Ингушетии. Судя по мощностям и фациям распространенных на плите осадочных толщ, амплитуда опускания в неокомском времени составила несколько сотен метров с закономерным увеличением интенсивности погружения с севера на юг. В геосинклинали Большого Кавказа восстановились собственно геосинклинальные структуры — Восточно-Кавказский и Западно-Кавказский прогибы и разделяющий их Северо-Кавказский краевой массив. Восточно-Кавказский прогиб занимал в пространстве такое же положение, как и в келловей-кимериджском подэтапе. На большей части его территории накапливались фации открытого мелкого моря и лишь вдоль осевой линии протягивалась зона накопления глубоководных флишеидных фаций. К настоящему времени большая их часть эродирована и сохранилась от размыва только в северо-западной части Грузии и на севере Азербайджана. Мощность неокомской толщи достигает 1200—1500 м. Максимальные величины отмечаются в полосе выходов пород на дневную поверхность на склонах Главного хребта. По-видимому, непосредственно в осевой части прогиба мощности были более значительны. Некоторую перестройку испытал Закавказский срединный массив. Начиная с неокомского времени массив перестал существовать как единое целое. Западнее г. Кутаиси массив приобрел значительную подвижность. Начиная с берриасского века эта часть массива непрерывно погружалась, здесь сформировалась самостоятельная структурно-формационная зона, а именно Южно-Кавказский прогиб. Осевая часть структуры находилась на территории Колхидской низменности. Относительно ее ориентировки трудно сказать что-либо определенное; неокомские образования здесь погребены под мощной толщей более

молодых образований, а имеющиеся данные глубокого бурения недостаточны для выявления закономерностей в распределении фаций и мощностей неокомских толщ.

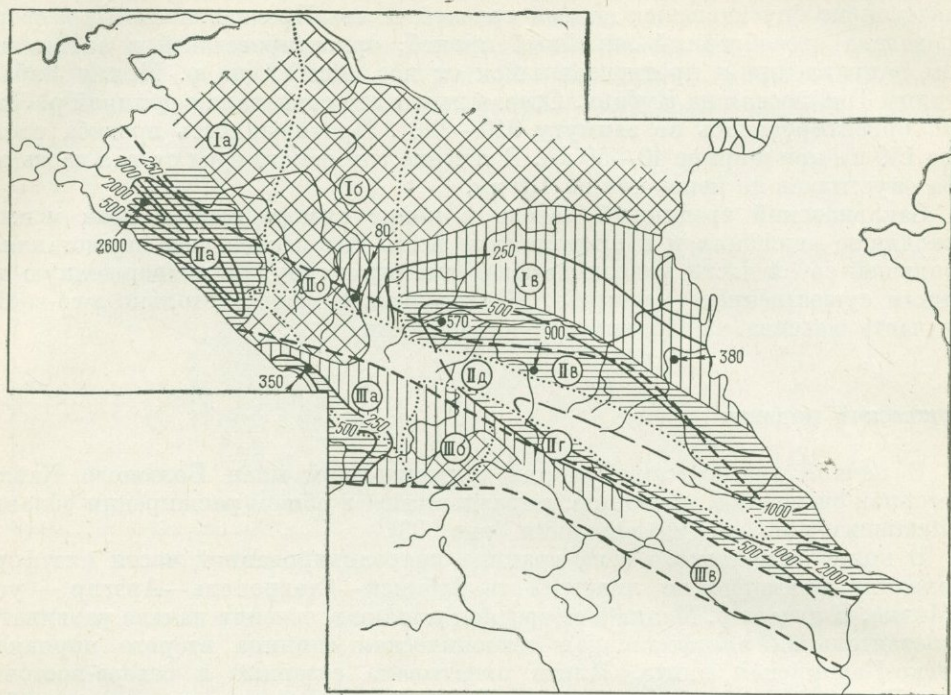


Рис. 33. Фации и мощности осадочных толщ неокомского подэтапа. Условные обозначения см. на рис. 30

Апт-альбский подэтап

В апт-альбское время (рис. 34) продолжалось расширение площадей, вовлеченных в нисходящие движения. Значительно расширила свою площадь Терско-Каспийская плита, северная граница которой в конце альба проходила по левобережью р. Кума. На юго-западной части платформы сформировалась аналогичная Азово-Кубанская плита, занявшая северную часть Краснодарского края до левобережья р. Маныч. Таким образом, произошло значительное сокращение консолидированной части платформы и возникла широкая зона плит, представляющая собой переходную область от Восточно-Европейской платформы к геосинклинали Большого Кавказа. Последняя сохранила двучленное строение с четко выраженными прогибами в восточной и западной частях структуры и разделяющим их относительно стабильным краевым массивом. Средняя его часть в районе городов Черкесска и Невинномысска довольно интенсивно погружалась, вследствие чего здесь происходило смыкание Восточно-Кавказского и Западно-Кавказского прогибов и накапливались песчано-глинистые толщи, аналогичные тем, что распространены в названных прогибах. Суммарная мощность ярусов в этой части массива достигает 400 м. К северу и югу мощности быстро снижаются до первых десятков метров. Точно так же

Закавказский срединный массив сохранил гетерогенное строение с жесткой центральной и восточной частями и интенсивно опускающейся юго-западной оконечностью.

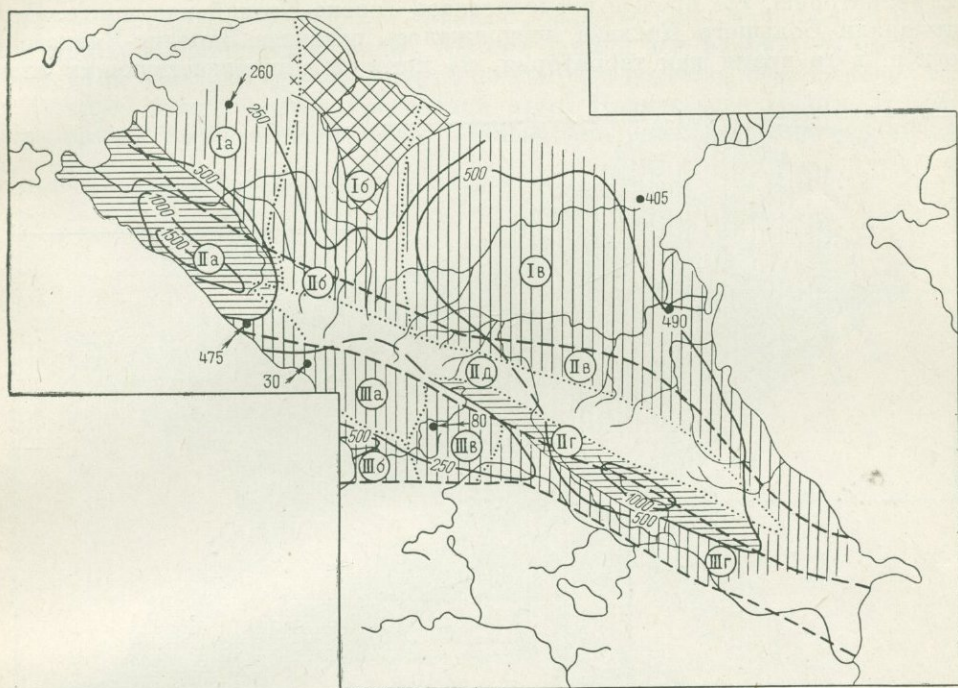


Рис. 34. Фации и мощности осадочных толщ апт-альбского подэтапа. Условные обозначения см. на рис 30

Верхнемеловой подэтап

Тектонический план Большого Кавказа в верхнемеловой эпохе остался таким же, как в аптском и альбском веках (рис. 35). Произошло лишь некоторое изменение границ структурно-формационных зон на каждой из главных геотектонических структур. Так, южная граница консолидированной части Предкавказской платформы еще более сместилась к северо-востоку и протягивалась от пос. Азовский в Приазовье на юго-восток до г. Светлограда и далее на восток до пос. Величаевское в восточном Ставрополье. В Закавказском срединном массиве произошло расширение площади Южно-Кавказского прогиба за счет вовлечения в нисходящие движения области, располагавшейся севернее и северо-восточнее Колхидской низменности. Менее четко проявлялась граница между Каспийско-Терской плитой и Восточно-Кавказским прогибом, поскольку фации и мощности осадочных образований верхнего мела на южной окраине плиты и северном крыле прогиба являются практически одинаковыми.

Палеоцен-эоценовый подэтап

Развитие Большого Кавказа в продолжении палеоценовой и эоценовой эпох происходило по существенно иному тектоническому плану (рис. 36). На платформе существовали две структурно-формационные зоны — Азово-Кубанская

плита, распространившаяся на восток до границ Ставропольского края и Кабардино-Балкарии, и консолидированная область, занимавшая восточную половину платформы в Северном Дагестане и северной части Чечено-Ингушетии, т. е. территорию, где прежде располагалась Терско-Каспийская плита. В геосинклинали Большого Кавказа продолжалось развитие Западно-Кавказского прогиба, в то время как территория, на которой в предшествующих эпохах

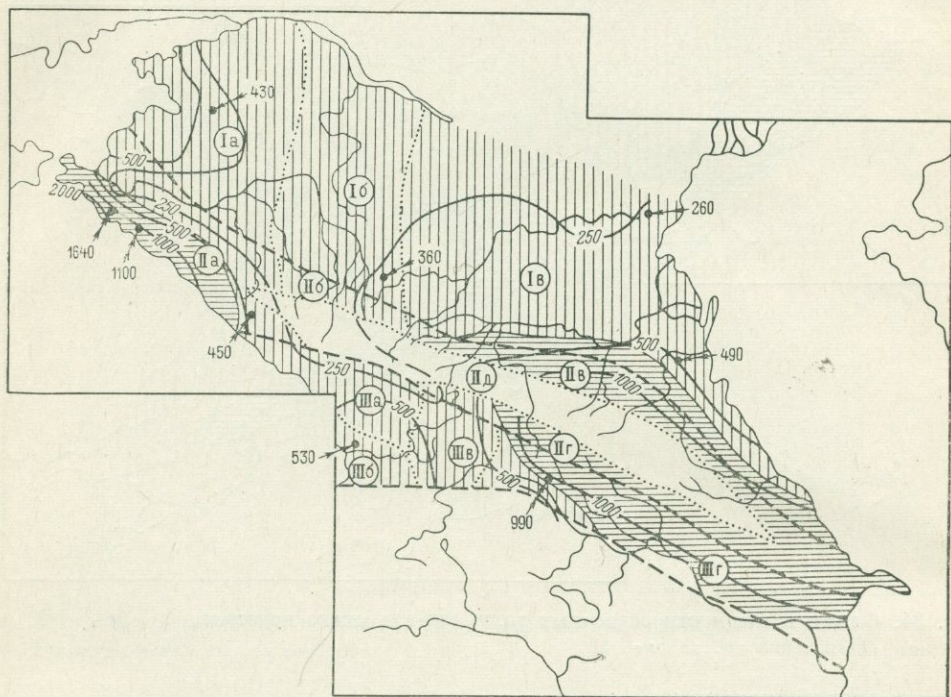


Рис. 35. Фации и мощности осадочных толщ верхнемелового подэтапа. Условные обозначения см. на рис. 30

располагался Восточно-Кавказский прогиб, потеряла свою подвижность. Таким образом, в начале палеоценовой эпохи геосинклиналь Большого Кавказа прекратила свое существование как единая зона мобильных структур, интенсивно погружавшихся от начала келловейского периода.

ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКИЙ ЭТАП

В завершающем этапе альпийского тектогенеза регион по-прежнему состоял из трех главных геотектонических элементов с такой же пространственной локализацией, как и в среднеальпийском этапе, но с существенно иным геотектоническим содержанием. Так, геосинклинальные прогибы Большого Кавказа трансформировались в сводово-глыбовое поднятие мегантиклинория Большого Кавказа, а место Закавказского срединного массива занял Закав-

казский пояс межгорных прогибов. В южной части Предкавказской платформы сформировались краевые прогибы (рис. 37).

Осадочные и магматогенные образования позднеальпийского этапа размещены на территории Большого Кавказа неравномерно. Наибольшие площади ими заняты на Северном Кавказе, где они заняли всю равнинную часть Предкавказья от северных границ региона до выходов подошвы олигоценовой толщи на дневную поверхность в предгорной части Кавказского хребта. В области современного горного сооружения Кавказа ими заняты весьма ограниченные

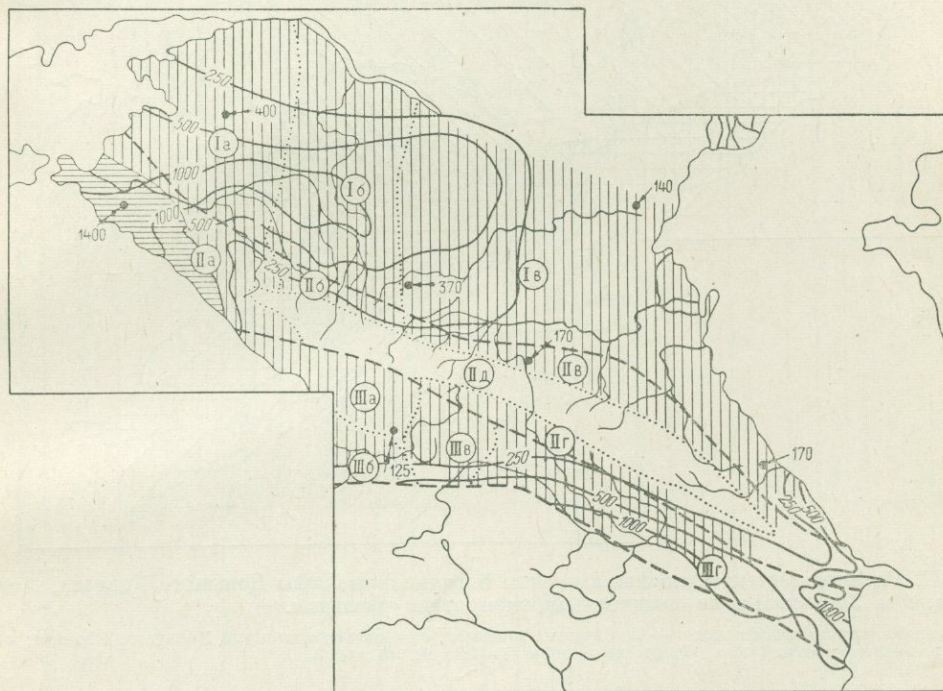


Рис. 36. Фации и мощности осадочных толщ палеоцен-эоценового этапа. Условные обозначения см. на рис. 30

по площади участки в высокогорных областях Центрального Кавказа и в Кавминводском районе. Наконец, в Закавказье толща пород позднеальпийского этапа распространена на локальных площадях, имеющих в плане сложную конфигурацию.

В составе осадочной толщи присутствуют олигоценовый отдел и неогеновая система в полных стратиграфических объемах. (В. А. Гроссгейм, 1960 г.; Б. П. Жижченко, 1968 г.). Возрастная идентификация толщ производится по микро- и макрофауне. Принятые на Кавказе стратиграфические подразделения неогена в ранге ярусов в большинстве случаев не соответствуют ярусам международной стратиграфической шкалы и трудно с ними сопоставимы из-за специфичности качественного состава фауны и скудости палеонтологических находок. Олигоценовый отдел, нижний миоцен и гельветский ярус среднего миоцена составляют на всем Кавказе единое стратиграфическое подразделение, именуемое

майкопской серией. Таким образом, граница между палеогеновой и неогеновой системами на Кавказе не имеет ни палеонтологического, ни литологического выражения.

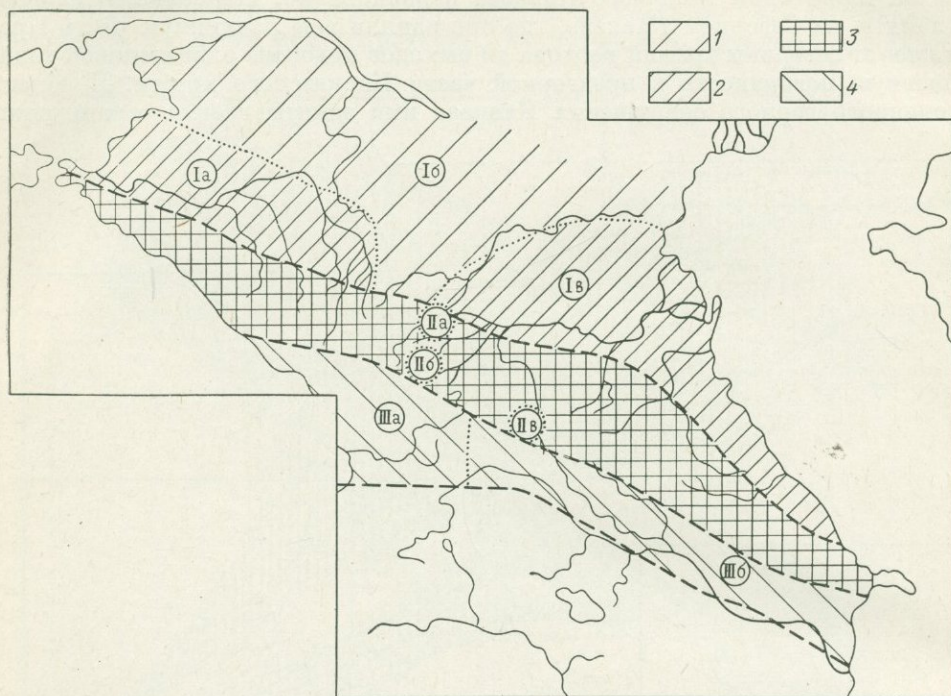


Рис. 37. Главные геотектонические элементы и фациальные зоны Большого Кавказа, Предкавказья и Закавказья на позднеальпийском этапе развития.

1 — Предкавказская платформа; 2 — предгорные прогибы; 3 — мегантиклинорий Большого Кавказа; 4 — Закавказский межгорный пояс. Фациальные зоны (I—III) см. на рис. 30

СТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКОГО ЭТАПА

ПРЕДКАВКАЗСКАЯ ПЛАТФОРМА

На платформе выделяются Северо-Предкавказская, Кубанская и Терская фациальные зоны, различающиеся главным образом мощностями осадочных толщ и в меньшей мере их литологией (табл. 14).

Северо-Предкавказская зона

Осадочная толща позднеальпийского этапа представлена на большей части зоны в полном стратиграфическом объеме. Резко сокращенный разрез характерен для центральной части зоны на Ставропольском своде, где отсутствует почти вся неогеновая часть разреза.

Майкопская серия. Толща пород майкопской серии распространена в зоне повсеместно. В литологическом отношении серия крайне однообразна. Основной породой являются известковистые и неизвестковистые в разной степени песчаные глины с пластами песчаников и редкими прослоями мергелей и сидеритов.

Схема расчленения осадочных образований позднеальпийского этапа Предкавказской платформы

16 Заказ 7 65

Отдел	Ярус либо подраздел	Кубанская зона	Северо-Предкавказская зона	Терская зона	
Плиоцен	Апшеронский	Краснодарская свита	Отсутствуют	Верхний апшерон	
				Средний апшерон	
				Нижний апшерон	
	Акчагальский и Кузальницкий	Рудные и надрудные слои	Верхний акчагыл Средний акчагыл Нижний акчагыл	Пестроцветная толща с армавирской свитой	Верхний акчагыл
					Кардиумовый и мактровый горизонты
	Киммерийский		Отсутствуют		Нижний акчагыл
Понтический	Верхний понт Нижний понт	Верхний понт Нижний понт			
Миоцен	Мэотический	Верхний мэотис		Верхний мэотис	
		Нижний мэотис		Нижний мэотис	
	Сарматский	Слои с <i>Mastra caspia</i>		Грозненские слои	
		Криптомактровые слои			
		Слои с <i>Mastra eichwaldi</i> L a s k.			
	Тортонский	Конкский горизонт		Манасская свита Сунженская свита Серноводская свита Махачкалинская свита	
		Караганский горизонт			
		Чокракский горизонт			
		Тарханский горизонт			
Олигоцен	Майкопская серия	Свита листоватых глин	Рицевская свита	1-я глинистая свита	
			Ольгинская свита		
		Восковогорская свита	Караджалгинская		
			Зеленчукская свита		
		Абадзехская свита	Септариевая свита		2-я и 3-я глинистые свиты
Хадумская свита	Баталпащинская свита	4-я глинистая свита			

241

Расчленение толщи на местные стратиграфические подразделения производится по смене качественного состава комплексов фораминифер и изменениям количественных соотношений песчаных и глинистых пород. Мощность толщи увеличивается с севера на юг в западной половине зоны от 200 до 600 м, а в восточной от 1000 до 1500 м.

Средний и верхний миоцен. На породах майкопской серии без видимых угловых несогласий залегают породы торгонского яруса, представленного известковистыми глинами с мергельными конкрециями (тарханский горизонт), сменяющимися толщей песков и песчанистых глин с прослоями известняков-ракушечников (чокракский и караганский горизонты), выше которых лежат песчано-глинистые отложения, практически лишенные горизонтов карбонатных пород (конкский горизонт). Мощность яруса до 100 м в восточной половине зоны и до 200 м в западной.

Сарматский и мэотический ярусы сложены толщей песчанистых глин с прослоями песков. В средней части толщи к ним добавляются пропластки мергелей и известняков. На востоке зоны горизонты карбонатных пород известны также в нижней части сарматского яруса. Суммарная мощность сармата и мэотиса от 200 до 300 м в западной половине зоны и от 50 до 150 м в восточной с возрастанием с севера на юг.

Плиоцен. Плиоценовые образования лежат на разных ярусах миоценового отдела. В их составе присутствуют все ярусы верхнего отдела неогена с различным пространственным размещением каждого из них. Понтический и киммерийский ярусы занимают большую часть зоны, отсутствуя на Ставропольском своде и на самом востоке в низовьях р. Малка. Первый из них сложен глинами с прослоями песков и известняков, замещающимися на севере толщей песков с прослоями глин. На склонах Ставропольской возвышенности морские породы замещаются толщей континентальных песчаников и глин (нижняя часть армавирской свиты). Суммарная мощность ярусов до 200 м с закономерным возрастанием к западу и востоку от линии стратиграфического выклинивания ярусов на склонах Ставропольского свода. Киммерийский ярус в западной части зоны представлен песками с прослоями глин мощностью от 50 м на севере до 200 м на юге. Восточнее г. Крототкин морские образования замещаются континентальными (средняя часть армавирской свиты), а затем полностью выклиниваются на западном склоне Ставропольского свода. Акчагыльский и ашперонский ярусы распространены в зоне повсеместно, исключая небольшой участок в южной части Ставропольской возвышенности. Представлены они также песчано-глинистыми образованиями с редкими прослоями известняков. Мощность ярусов от 50 до 100 м.

Кубанская зона

Толща пород позднеальпийского этапа представ. зна в зоне в полном стратиграфическом объеме.

Майкопская серия. Породы майкопской серии распространены по всей зоне, залегая на эоцене в большинстве случаев согласно, хотя нередко встречаются площади с трансгрессивным залеганием серии на палеоценовых образованиях. В основании толщи залегают песчанистые глины с редкими прослоями мергелей (хадумская свита). Выше располагаются глины с прослоями песчаников, алевролитов и горизонтами глинистых сидеритов и известковыми септариями (абадзехская и восковогорская свиты). Наиболее песчанистой является средняя часть толщи (зеленчукский горизонт). На юге зоны в узкой полосе, примыкающей к области сводово-глыбового поднятия Большого Кавказа, резко возра-

стает роль обломочных пород, в составе которых появляются конгломераты вплоть до глыбовых. В обломках доминируют мергели и глины палеоцена и эоцена, реже встречаются известняки верхнего мела. Мощность толщи в срединных частях зоны достигает 1200—2000 м, с постепенным возрастанием с востока на запад.

Средний и верхний миоцен. Среднемиоценовые отложения согласно перекрывают майкопские. Тортонский ярус сложен известковистыми глинами с мергельными конкрециями, горизонтами ракушечников, мергелей, доломитов мощностью от 200 до 550 м. Увеличение мощности происходит от северной границы зоны на юг до долины р. Кубани, южнее которой мощности постепенно уменьшаются до полного выклинивания миоценовых толщ в предгорной части Кавказа. Сарматский и мэотический ярусы представлены в основном глинами иногда песчанистыми с редкими прослоями алевролитов и мергелей. На юге они замещаются прибрежно-морскими образованиями, в составе которых значительное развитие имеют пески, конгломераты с галькой известняков и мергелей и биогермы мшанковых известняков. Мощность в осевой части зоны до 1200 м.

Плиоцен. Понтический ярус залегает согласно на мэотисе и состоит из глин с пачками песчано-глинистого состава и редкими прослоями песчаников, мергелей, ракушечников мощностью до 600 м в западной части зоны. Киммерийский ярус сложен чередующимися горизонтами известковистых и неизвестковистых глин с пачками и прослоями песков. На Тамани в средней части яруса среди глин встречаются линзообразные залежи бурых железняков (рудные слои). Мощность яруса на западе зоны достигает 500 м. Куяльницкий ярус представлен толщей чередующихся некарбонатных глин и песков мощностью до 450 м.

Терская зона

Осадочная толща позднеальпийского этапа представлена в зоне в полном стратиграфическом объеме.

Майкопская серия. В основании майкопской серии находится горизонт мергелей мощностью 10—15 м, сменяющийся пачкой чередующихся мергелей и глин мощностью до 50 м (хадумская свита). Выше расположена толща глин с прослоями и пакетами песков и песчаников, мергелей, доломитов и сидеритов. Мощность серии до 1500—1600 м в срединной части зоны.

Средний и верхний миоцен. Тортонский ярус сложен внизу глинами с мощными пластами песчаников (махачкалинская свита). Выше располагается толща пестроокрашенных глин с линзами гипсов, сменяющихся песчаниками и песчанистыми глинами (серноводская свита). Верхи тортонского яруса представлены в основном глинами, иногда битуминозными с мощными пластами песчаников (сунженская и манасская свиты), сменяющимися песчанистыми известковистыми глинами с прослоями мергелей (конкский горизонт). Мощность яруса до 300 м. Сарматский ярус сложен в основном известковистыми глинами с прослоями мергелей, толща которых расчленяется на более дробные стратиграфические подразделения по смене фауны моллюсков (синдесмиевые слои, слой с *Mastra eichwaldi* L a s k., криптоактровые слои). Верхняя часть яруса сложена бескарбонатными глинами с прослоями мергелей и доломитов (грозненские слои). Мощность яруса до 1000 м. Мэотический ярус состоит из песчанистых глин и песчаников с прослоями ракушечников и детритусовых известняков. Мощность яруса меняется от 150 до 700 м. На восточном склоне Ставропольского свода морские образования замещаются континентальными.

Плиоцен. Понтический ярус имеет в зоне ограниченное распространение и состоит из известковистых глин и песчаников мощностью 60—80 м,

содержащих пресноводную и наземную фауну. Акчагыльский ярус залегает трансгрессивно на породах сармата, мэотиса и понта. В низах яруса находятся конгломераты и галечники, выше которых располагается толща песчанистых глин мощностью до 700 м с пластами песчаников и ракушечников. В восточной части зоны морские образования яруса замещаются континентальными, представленными толщами галечников и конгломератов с галькой известняков и мергелей либо песками с прослоями глин и линзами галечников. Мощность подобных континентальных толщ достигает 500 м. Апшеронский ярус сложен глинами с редкими пластами песков мощностью до 1000 м. Восточная и южная периферии зоны заняты континентальными толщами.

МЕГАНТИКЛИНОРИЙ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

На территории, занятой мегантиклинорием Большого Кавказа, образования позднеальпийского этапа занимают крайне ограниченные пространства. Осадочные породы морского происхождения занимают узкие полосы, протягивающиеся вдоль северной и южной границ структуры в области сопряжения ее с краевыми прогибами Предкавказской платформы и Закавказским межгорным поясом. Отличительной чертой их является крайняя изменчивость состава, мощностей и стратиграфической полноты, обусловленной миграцией береговой линии. Во внутренних частях структуры осадочные образования представлены редкими останцами аллювиальных накоплений верхнеплиоценовых террас и моренных образований, сохранившимися от размыва в некоторых высокогорных частях Кавказа.

Примечательной чертой мегантиклинория является вулканическая деятельность, проявлявшаяся в верхнем миоцене — нижнем и верхнем плиоцене.

Миоплиоценовый вулканизм локализовался в зоне сопряжения мегантиклинория Большого Кавказа с Предкавказской платформой в районе Кавказских Минеральных Вод. Вулканогенные образования представлены группой разобщенных гипабиссальных тел типа лакколитов. В их числе находятся широко известные горы Машук, Бештау, Змейка, Железная и др. Лакколиты сложены кислыми породами повышенной щелочности и по составу отвечают гранит-порфирам, граносиенит-порфирам и кварцевым сиенит-порфирам.

В верхнем плиоцене магматическая деятельность проявлялась в двух областях — Эльбрусской и Казбекской. Первая из них располагалась в средней части горного сооружения Большого Кавказа. Центром вулканической деятельности являлся вулкан Эльбрус, располагавшийся в западной части области; излияния лав происходили в несколько фаз и сопровождались выбросами пеплового материала и внедрением небольших гипабиссальных интрузий (штоков, даек, лакколитов). По составу вулканоогенные образования относятся к липаритам и липарито-дацитам. Восточнее в верховьях р. Чегем (Верхне-Чегемское вулканическое нагорье) располагался менее значительный по масштабам вулканический аппарат, с которым связано формирование толщи туфолов мощностью свыше 1000 м. Третий центр магматической активности находился в районе Тырнауза. В отличие от собственно Эльбрусского и Чегемского центров в Тырнаузском узле происходила лишь интрузивная деятельность с формированием штоков и даек плагиогранитов и анортотлазовых («эльджуртинских») гранитов.

Казбекская вулканическая область располагалась в восточной части Центрального Кавказа с центром в районе горы Казбек. Основным видом магматической деятельности являлись лавовые излияния центрального типа.

Излияния происходили в несколько фаз и сопровождались выбросами пирокластического материала. Вулканические продукты имели более основной состав, чем в Эльбрусской области, и представлены андезито-дацитами, андезитами и в ряде случаев андезито-базальтами.

ЗАКАВКАЗСКИЙ МЕЖГОРНЫЙ ПОЯС

Абхазско-Рионская зона

Майкопская серия. В срединных частях зоны майкопские образования согласно сменяют эоценовые, тогда как в восточной части зоны трансгрессивно налегают на различные горизонты юры, мела и палеогена. Основной породой серии являются характерные «майкопские» глины с прослоями и пачками песчаников, неравномерно распределенными в вертикальном разрезе толщи. В основании обычно располагается горизонт песчаников либо конгломератов с желваками фосфоритов. Мощность толщи в осевой части зоны измеряется сотнями метров и в целом возрастает при движении на запад, достигая в районе Адлер—Сочи 850—1000 м. Резкое снижение мощностей происходит в краевых частях зоны.

Средний и верхний миоцен. Тортонский ярус залегает на разных горизонтах палеогена и неогена. Основными его породами являются глины с прослоями мергелей, известняков, песчаников. Мощность яруса в северной полосе до 500 м и в южной до 650 м. В периферических частях зоны ярус сложен конгломератами, песчаниками, известняками-ракушечниками прибрежно-морского происхождения. Сарматский ярус в нижней части сложен песчано-глинистыми породами, сходными с тортонскими. В верхней части яруса среди глин и песчаников встречаются прослои конгломератов. Мощность яруса достигает в Абхазии 1500 м, в Гурии 3000 м. В периферических частях зоны ярус сложен маломощными толщами прибрежно-морских образований, аналогичных тортонским. Мэотический ярус имеет в зоне повсеместное распространение, залегая трансгрессивно на породах от верхнего мела до сармата. Представлен толщей песчаных глин с прослоями и пачками песчаников мощностью до 1000 м в срединных частях зоны и конгломератами, гравелитами, песками, известняками-ракушечниками в окраинных частях зоны.

Плиоцен. Образования плиоценового возраста лежат на подстилающих толщах трансгрессивно. Состав их аналогичен толщам миоценового возраста — в срединных частях зоны распространены песчано-глинистые образования и по периферии грубообломочные породы прибрежно-морского и континентального происхождения. Основная часть толщи сложена глинами с прослоями песков понтического и киммерийского ярусов, суммарная мощность которых в срединных частях зоны достигает 1500 м. В самой верхней части отдела, имеющей мощность около 100 м, преобладают пески и песчаники.

Куринская зона

Майкопская серия. Майкопская серия Куринской зоны имеет преимущественно глинистый состав. Песчаники образуют отдельные маломощные пласты и пачки. Распределение песчаников в вертикальном разрезе толщи неравномерное, общее количество их больше в нижней части. В Карталинской депрессии верхние горизонты сложены преимущественно песчаниками, толщина которых имеет мощность от 80 до 500 м (сакараульский и коцахурский горизонты). Мощность майкопской толщи достигает 2000 м.

Средний и верхний миоцен. Тортонские отложения согласно сменяют майкопские и представлены подобно последним глинистой толщей, содержащей прослой и пачки песчаников. Лишь по окраинам зоны распространены песчаники, конгломераты и известняки-ракушечники. Сарматский ярус имеет сложный состав, поскольку является переходным от морских образований начальных периодов этапа к континентальным толщам, формирование которых происходило в мэотисе и плиоцене. В грузинской части зоны нижний и средний сармат представлен песчаниками с прослоями глин. Верхний сармат начинается горизонтом конгломерата, выше которого располагается толща песков, песчаников и суглинков континентального происхождения (нацхорская толща). Восточнее, в Кахетии и Азербайджане, нижний сармат сложен преимущественно глинами, средний — глинисто-песчаными образованиями и верхний — глинами (эльдарская свита). Общая мощность сармата в Кахетии достигает 2500 м. Мэотический и понтический ярусы представлены в основном континентальными образованиями — глинами, песками, конгломератами, суглинками. Среди них встречаются линзы бурого угля (ширакская и душетская свиты). Мощность континентальных образований от 1000 до 2000 м. В северо-западной части зоны известны вулканогенные образования — потоки базальтов и их туфы.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА В ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКОМ ЭТАПЕ

Завершающая фаза альпийской складчатости характеризуется непрерывностью развития мегантиклинория Большого Кавказа и сопряженных с ним краевых прогибов Предкавказской платформы на севере и Закавказского межгорного пояса на юге (см. рис. 37). Инверсия геосинклинали Большого Кавказа произошла в начале олигоценовой эпохи. В палеогеографическом отношении эта область в майкопское время представляла собой низкогорную сушу, на большей части которой эродировались только песчано-глинистые толщи палеоцена и эоцена. Лишь в северо-западной части зоны выше базиса эрозии были подняты также и верхнемеловые известняки, продукты разрушения которых попадали в состав обломков брекчий майкопской серии. Таким образом, за отрезок времени от начала олигоцена до конца нижнего миоцена область мегантиклинория испытала поднятие с амплитудой, не превышающей нескольких сотен метров.

Отрезок геологического времени от среднего миоцена до конца плиоцена явился на Кавказе временем проявления главной фазы орогенной стадии развития альпийской геосинклинали. С этим периодом связан полный цикл формирования мегантиклинория с теми же границами, что и у современного горного сооружения Большого Кавказа. Интенсивность подъема была максимальной в центральной части мегантиклинория и минимальной на его северо-западной и юго-восточной периферии. Из-за резкого отставания темпов денудации от темпов воздымания геоморфологический облик региона эволюционировал от низкогорного в среднем миоцене до высокогорного с альпинотипными формами рельефа в конце плиоцена. В апшеронском веке здесь существовали ледники, следы которых сохранились в виде моренных и флювиогляциальных отложений.

В конгломератах среднего миоцена встречаются гальки исключительно карбонатных пород эоценового, палеоценового и верхнемелового возраста, т. е. в середине эпохи вся суша была сложена известняками и мергелями именно этих отделов. В верхнемеловых конгломератах появляется галька нижнемеловых песчаников, поскольку в конце миоцена в срединных частях суши выше

базиса эрозии была выведена песчано-глинистая толща неокома. Кристаллические сланцы и граниты начинают встречаться среди галек только в акчагыльских конгломератах, причем в количественном отношении роль их крайне незначительна. Видимо, наиболее высокие районы суши в основной своей части были сложены песчано-глинистой толщей нижней и средней юры и лишь в руслах наиболее крупных водотоков вскрывались породы палеозойского ядра мегантиклинория. Более низкие участки суши были сложены карбонатными породами верхнего мела и палеогена. К концу апшеронского века мезо-кайнозойские образования в высокогорной части антиклинория на Центральном Кавказе были полностью денудированы.

Строение Предкавказской платформы отличалось некоторой неоднородностью из-за разной интенсивности опускания отдельных ее частей. В частности, четко обособилась малоподвижная область в центральном Ставрополье, известная под названием Ставропольского свода или купола. Севернее свода располагался узкий Маньчский прогиб, где интенсивность нисходящих движений была более значительной. На юго-западе и юго-востоке платформы развились Азово-Кубанский и Каспийско-Терский краевые прогибы, разделенные в центральном Предкавказье упомянутым выше Ставропольским сводом.

Южнее мегантиклинория Большого Кавказа располагался Закавказский межгорный пояс, отличающийся неоднородным структурно-тектоническим планом с узкими мобильными зонами, разделенными участками, не испытывавшими сколь-нибудь существенных нисходящих движений. Наиболее крупный прогиб протягивался вдоль южной границы мегантиклинория Большого Кавказа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Большой Кавказ имеет весьма древнюю историю, восходящую, по крайней мере, к началу рифейской эры (1700 млн. лет). В ту отдаленную эпоху образовались главные системы региональных, субпараллельных разломов, продольных относительно образующегося подвижного пояса, представляющих, по терминологии альпийских геологов, рубцовые тектонические зоны. Они, в принятой у нас терминологии, представляют определенный тип глубинных разломов. Расположение и история развития рубцовых зон определяли основные направления многообразных этапов формирования Большого Кавказа, геосинклинальных, затем орогенных, потом опять геосинклинальных и орогенных эпох.

Авторами предлагается в значительной степени новая концепция значения региональных, крутопадающих рубцовых зон как обязательной и ведущей черты строения любой геосинклинальной системы. Эволюция рубцовых зон приводит к формированию главных черт структурно-формационной зональности и развитию процессов осадконакопления, регионального метаморфизма и магматизма. С рубцовыми зонами связаны шарьяжные структуры и геосинклинальная складчатость, которые являются характерной особенностью геосинклинальных систем. Многие шарьяжи в докембрийском и палеозойском структурных этажах Большого Кавказа описываются впервые.

В палеозойских образованиях Северного Кавказа на основании стратиграфических и структурно-тектонических исследований установлено широкое развитие шарьяжей варисцидского (раннекаменноугольного) возраста. Описаны перекрытия турнейских отложений девонскими, силурийскими и, возможно, более древними толщами.

В докембрийских метаморфических образованиях, во всех структурно-формационных зонах выделяются слои пород фемического состава в основаниях

разрезов и слой пород сиалического состава в верхней части разрезов. Однако и здесь обнаруживаются тектонические срывы, следующие пологим поверхностям контактов, поэтому первоначально предполагаемые нормальные контакты между толщами оказались тектоническими и стратиграфия древних толщ потребовала коренных корректив.

Установление покровного строения доюрского основания геоантиклиналей Передового и Главного хребтов вызвали необходимость пересмотра геологического положения интрузивных комплексов. Так, магматические породы архызского и уруштенского комплексов оказались залегающими внутри покровных пластин и в виде пластин. В геоантиклинале Главного хребта рассмотрена с новых позиций история становления гранитов и сопровождающих их мигматитов. Процесс начался с образования плагιοгранитов, локализовавшихся в верхней части мигматито-гнейсового глубинного основания — инфраструктуры. Формировавшиеся позднее орогенные калиевые граниты заняли положение по тектонической границе между породами инфраструктуры и слабо гранитизированными сланцами супраструктуры.

Явления полиметаморфизма и шарьяжные деформации затушевали и сгладили различия в залегании пород рифейских и палеозойских структурных этажей, в связи с чем возникла видимость согласного напластования в мощных метаморфизованных толщах древнего кристаллического ядра Кавказа. Эта вводящая в заблуждение картина тектонического строения является причиной недостаточно обоснованных выводов о возрасте древних толщ Большого Кавказа. Они могут приводить к искаженным представлениям об исторических и структурно-геологических условиях образования месторождений полезных ископаемых, приуроченных к рифейскому и палеозойскому циклу развития области.

Дальнейшая геологическая история Большого Кавказа в мезозое и кайнозое развивалась унаследованно (поступно), по законам, которые были predeterminedены особенностями строения и развития области в рифее и палеозое. До сих пор это важнейшее обстоятельство учитывалось совершенно недостаточно, изучение и описание мезозойского и кайнозойского структурно-формационного районирования, истории магматизма и металлогении велись, во многих случаях, без привлечения данных о структурно-формационных зонах и особенностях магматизма рифейской и палеозойской геосинклинальных систем Большого Кавказа. В настоящей монографии обращено внимание на эти слабые стороны геологического анализа тектонического строения и истории развития Кавказа в мезозое и кайнозое.

Разработка региональных стратиграфических схем ниже-среднеюрских отложений во всех структурно-фациальных зонах и обобщение этого материала, проведенное впервые для всего Большого Кавказа в целом, позволило дать единую схему стратиграфического расчленения нижней и средней юры для этой территории.

На основе анализа нового материала о строении ниже-среднеюрских отложений, их тектонической структуре, распределении магматических образований, отчетливо выявлено существование на раннеальпийском этапе развития Большого Кавказа трех основных геотектонических единиц: геосинклинали Большого Кавказа, примыкающей к ней с севера Скифской платформы и Закавказского срединного массива. В развитии геосинклинали четко обособляются две фазы: первая (ранняя юра — аален), характеризующаяся общим погружением и развитием геосинклинального прогиба, и вторая (байос — бат), для которой определяющим было возникновение и последовательный рост цен-

трального поднятия. Вследствие этого на протяжении всей ранней и средней юры происходит последовательное усложнение строения, дифференциация геосинклинали, усиление различий в развитии территорий северного и южного склонов Большого Кавказа. Если для ранней юры и аалена могут быть выделены единые стратиграфические комплексы на всей территории Большого Кавказа и сопредельных областей, то байосско-батские отложения на Северном склоне, на Южном склоне и в Закавказье построены уже совершенно различно.

В целом, раннеальпийский этап завершается общим поднятием территории, которое сопровождается складчатостью в пределах геосинклинали, ограниченным проявлением гранитоидного магматизма и четко отделяет этот этап от следующего — среднеальпийского, который на Большом Кавказе отвечает по времени поздней юре — палеогену. Последний характеризуется еще большей дифференциацией территории, обособлением флишевых прогибов на южном склоне Большого Кавказа и широким распространением эпиконтинентальных морских бассейнов в пределах Северного склона и Предкавказья.

Таким образом, исследования последних лет показали недостаточность бытующих представлений о Большом Кавказе как, в главной своей части, об альпийском складчато-глыбовом сооружении и раскрыли не менее важную, доюрскую сторону его геологической истории.

Абдуллаев Р. Н., Нагиев В. Н. О доюрских гранитоидах и метаморфических породах на южном склоне Большого Кавказа. — *Изв. вузов. Геол. и разв.*, 1971, № 4, с. 12—18.

Агаев В. Б., Алиев Г. И., Курбанов Н. К. К стратиграфии нижне-и среднеюрских отложений Главного Кавказского хребта (в пределах Северо-Западного Азербайджана). — *Учен. зап. Азерб. ун-та. Сер. геол.-геогр. наук*, 1972, № 4, с. 20—24.

Адамия Ш. А. Доюрские образования Кавказа. Тбилиси, Изд-во «Мецниереба», 1968. 294 с.

Адамия Ш. А., Беридзе М. А., Топчшвили М. В. К стратиграфии нижнеюрских отложений Центральной Абхазии. — *Сообщ. АН ГССР*, 1972, т. 67, № 2, с. 365—368.

Ажгирей Г. Д. Материалы по стратиграфии нижней и средней юры Северной Осетии. — *Труды Кавк. экспедиции ВАГТ и МГУ*, 1960, т. 2, с. 117—136.

Ажгирей Г. Д. К вопросу о главных этапах тектонической и магматической истории Большого Кавказа. — *Вестн. МГУ. Сер. IV, геология*, 1963, № 4, с. 3—14.

Ажгирей Г. Д. Тектоника Садонского района. — В кн.: *Геология Центрального Кавказа*. М., 1968, с. 49—71.

Аладатов Г. М., Дьяконов А. И., Горлов С. И. Геологический разрез сверхглубокой скважины в Предкавказье. — *Геология нефти и газа*, 1970, № 1, с. 55—58.

Афанасьев Г. Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. М., Изд-во АН СССР, 1950. 232 с. (Труды ИГН АН СССР. Вып. 69, № 38).

Афанасьев Г. Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. М., Изд-во АН СССР, 1958. 138 с.

Афанасьев Г. Д. Формации изверженных пород Северного Кавказа по данным абсолютного возраста. В кн.: *Геология СССР*. Т. 9, ч. 1, М., 1968, с. 473—485.

Афанасьев Г. Д., Абдуллаев Р. Н., Азизбеков Ш. А. Закономерности развития магматизма складчатых областей. М., «Наука», 1968. 387 с.

Афанасьев Г. Д., Борсук А. М., Плошко В. В. Конкретные магматические формации Северного Кавказа. (Опыт формационного анализа эволюции магматизма длительно развивающейся горноскладчатой системы). — *Изв. АН СССР*, 1971, № 7, с. 3—27.

Афанасьев Г. Д., Карпушин В. М., Плошко В. В. Новые данные о геологии Беденского массива серпентинитов (Северный Кавказ). — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1972, № 2, с. 18—26.

Афанасьев Г. Д., Лупанова Н. П., Свиридов В. В. О девонском возрасте филлитовых сланцев бассейна р. Уруп (Северный Кавказ). — *Докл. АН СССР*, 1963, т. 148, № 2, с. 397—399.

Аянов В. М., Бессонов О. А., Лебедько Г. И. Некоторые петрогенетические выводы в связи с новыми определениями абсолютного возраста пород Даховского кристаллического массива на Северо-Западном Кавказе. — В кн.: *Тезисы докл. IV конференции по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа*. Ессентуки, 1974, с. 51—52.

Балуховский А. Н. К стратиграфии и палеогеографии лейаса Центральной Абхазии. — В кн.: *Вопросы региональной геологии СССР*. М., 1964, с. 73—77.

Баранов Г. И. О тектоническом развитии Северного Кавказа в палеозое. — *Труды по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа*, 1967, вып. 12, с. 72—81.

Баранов Г. И. Тектоника. Зоны Главного хребта. В кн.: *Геология СССР*. Т. 9, ч. 1, М., 1968а, с. 627—633.

- Баранов Г. И. Палеозойский магматизм. Гранитоиды центральной и восточной частей зоны Главного хребта. — В кн.: Геология СССР. Т. 9, ч. 1, М., 1968б, с. 513—516.
- Баранов Г. И. Некоторые вопросы петрогенетической и металлогенетической роли метасоматических процессов на Северном Кавказе. — «Труды по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа», 1972, вып. 13, с. 26—34.
- Баранов Г. И., Греков И. И. Тектоническое строение кристаллического ядра Большого Кавказа. — В кн.: Тезисы докл. IV конференции по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа. Ессентуки, 1974, с. 83—84.
- Безносков Н. В. Байосские и батские отложения Северного Кавказа. М., «Недра», 1967. 179 с. (Труды ВНИИГаз. Вып. 28/36).
- Безносков Н. В. О возрасте и номенклатуре юрских свит Восточного Предкавказья и их сопоставление с одновозрастными свитами Мангышлака и Туаркыра. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», 1972, вып. 114, с. 3—19.
- Безносков Н. В., Шелховской В. В. Юрская система. Нижний и средний отделы. Восточная часть Северного Кавказа. — В кн.: Геология СССР. Т. 9, ч. 1, М., 1968, с. 168—185.
- Белов А. А. О ярусном расчленении пермских отложений Кавказа. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 12, с. 84—96.
- Белов А. А., Кропачев С. М., Розанов А. Ю. О возрасте метаморфических толщ Передового хребта Северного Кавказа. — «Изв. высш. уч. завед. Геол. и разв.», 1963, № 1, с. 31—39.
- Белов А. А., Сомин М. Л. О преднижнеюрском несогласии в Сванетии (Центральный Кавказ). — «Докл. АН СССР», 1964, т. 159, № 1, с. 81—84.
- Белюсов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966, 123 с.
- Беридзе М. А. Литология нижне- и среднеюрских отложений Южного склона Большого Кавказа в пределах Верхней Рачи. Тбилиси, Изд-во «Мецниереба», 1970, 102 с.
- Беридзе М. А. Некоторые новые данные о байосской порфиритовой свите Рачи. «Изв. геол. об-ва Грузии», 1970, т. 7, № 1—2, с. 15—24.
- Беридзе М. А., Адамия Ш. А., Абесадзе Г. Н. Юрская система. Нижняя юра. В кн.: Вопр. геологии северо-западной части Абхазии. Тбилиси, 1972, с. 22—39.
- Борисенко Е. М., Голяков В. А., Шабатин И. В. Перспективы нефтегазоносности зон регионального выклинивания мезозойских отложений юго-восточного склона Ставропольского свода и Чернолесской впадины. В кн.: Перспективы развития геологоразв. работ на нефть и газ в Предкавказье. Ставрополь, 1972, с. 28—38.
- Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967. 303 с.
- Борсук А. М., Цветков А. А. Мезозойские магматические формации междуречья Черек Балкарский — Чегем на Северном Кавказе. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 11, с. 15—26.
- Буадзе В. И. Структурно-фациальные условия развития зоны Передового хребта Большого Кавказа и особенности локализации колчеданных месторождений. — «Труды ВИМС», 1970, вып. VIII (10), с. 4—42.
- Букия С. Г. О нижнем лейасе в северо-западной части Абхазии. — «Докл. АН СССР», 1954, т. 99, № 6, с. 1073—1075.
- Букия С. Г. О нижнеюрских отложениях в бассейне р. Окуми (Абхазия). — «Докл. АН СССР», 1955, т. 100, № 1, с. 139—140.
- Булейшвили Д. А. Геология и нефтегазоносность межгорной впадины Восточной Грузии. Л., Гостехиздат, 1960. 239 с.
- Вардамянц Л. А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. М.—Л., ОНТИ НКТП СССР, 1935, 108 с. (Труды ЦНИГРИ. Вып. 25).
- Варенцов М. И. Геологическое строение западной части Куринской депрессии. М., Изд. АН СССР, 1950, 259 с.

Вахания Е. К. Расчленение среднеюрских вулканогенно-терригенных пород Грузии. — «Геология нефти и газа», 1972, № 5, с. 72—75.

Вахания Е. К. Стратиграфия мезозойских отложений Колхидской впадины в связи с поисками нефти и газа. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. ин-та», 1971, вып. 115, с. 3—12.

Вашакидзе И. Г. К стратиграфии верхней части юрской сланцевой серии верховьев рек Ардона, Терека и Арагвы. — «Изв. геол. об-ва Грузии», 1970, т. 7, № 1—2, с. 35—44.

Вихтер Б. Я. Структурное районирование зап. части Передового хребта (Сев. Кавказ). — «Геотектоника», 1968, № 1, с. 77—81.

Войткевич Г. В., Лебедько Г. И., Аянов В. М. О корреляции докембрийских формаций юга Русской платформы и Северного Кавказа. В кн.: Тезисы докл. IV конференции по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа, Ессентуки, 1974, с. 63—64.

Воскресенский И. А., Корнев Г. П., Любофеев В. Н. Новые данные о строении фундамента Скифской плиты в пределах Западного Предкавказья. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 203, № 4, с. 903—904.

Геологическое строение полосы угленосных отложений между бассейнами рек Баксана и Урупа. Тбилиси. Изд-во АН ГрузССР, 1960. 140 с. (Геологический ин-т. Монография № 9). Авт.: Кахадзе И. Р., Цагарели А. Л., Нуцубидзе К. Ш., Зесашвили В. И.

Герасимов А. П. К вопросу о возрасте древнейших свит на Северном Кавказе. «Изв. Геол. ком.», 1929, т. 48, № 7, с. 1—11.

Герасимов А. П. Обзор геологического строения северного склона Главного Кавказского хребта в бассейне рек Малки и Кумы. М.—Л., ОНТИ НКТП СССР, 1940. 84 с. (Труды ЦНИГРИ. Вып. 123).

Герасимов А. П. Стратиграфия докембрийских образований Кавказа. В кн.: Стратиграфия СССР. Т. 1. Докембрий, М., 1949, с. 183—189.

Голубятников В. Д. Новые данные по стратиграфии нижней юры Восточного Кавказа. — «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1940, ч. 69, № 2—3, с. 385—394.

Горлов С. И., Дьяконов А. И. Условия формирования и перспективы нефтегазоносности региональных зон выклинивания и стратиграфического несогласия в нижнеюрских отложениях Западного Предкавказья. — «Сов. геология», 1972, № 5, с. 24—37.

Гофман Е. А., Ломизе М. Г., Рихтер В. Г. Стратиграфия мезозойских отложений; нижняя и средняя юра. — «Труды Кавк. экспедиции ВАГТ и МГУ». 1960. Т. 2, с. 145—151.

Греков И. И. О возрасте тоханской свиты. — «Труды по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа», 1972, вып. 13, с. 108—111.

Греков И. И., Кропачев С. М., Момот С. П. Марухский покров в палеозое Северного Кавказа. — «Сов. геология», 1974, № 2, с. 77—85.

Греков И. И., Момот С. П. Новые данные о возрасте аманчатской свиты (Северный Кавказ). — «Докл. АН СССР», 1965, т. 163, № 6, с. 1143—1145.

Греков И. И., Потапенко Ю. Я., Снежко Е. А. Описание опорного разреза хасаутской серии (протерозой) по р. Малка. — «Труды по геологии и полезн. ископ. Северного Кавказа», 1972, вып. 13, с. 112—127.

Демин А. М. Этапы формирования гранитоидов Главного хребта Большого Кавказа в бассейне р. Теберды. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1960, № 9, с. 33—41.

Демин А. М., Кропачев С. М., Круть И. В. Девонский вулканогенный комплекс Северного Кавказа. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 11, с. 47—62.

Демин А. М., Спиади Г. К. К петрохимии доверхнепалеозойских интрузивов верховьев левобережья р. Зеленчук (Северный Кавказ). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 10, с. 78—88.

Джавиахвили Ш. И. Кристаллические сланцы Южного склона Большого Кавказа. Тбилиси, Изд-во «Мецниереба», 1970. 195 с.

Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., «Недра», 1972. 285 с.

Долгих А. Г. О магматических комплексах Дагестана. В кн.: Тезисы докл. III конференции по геологии и полезн. ископ. Северного Кавказа. Ессентуки, 1968, с. 36—37.

Дысса Ф. М. Новые данные о силурийских отложениях Северного Кавказа. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1972, № 6, с. 123—124.

Ермаков В. И., Гришина И. В. Геологические предпосылки поисков залежей газа в литолого-стратиграфических ловушках Восточного Предкавказья. В кн.: Перспективы развития геологоразвед. работ на нефть и газ в Предкавказье. Ставрополь, 1972, с. 164—183.

Живаго Н. В. Материалы к стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений, развитых на территории междуречья Кубани и Урупа. — «Труды ВНИИГаз», 1960, вып. 10 (18), с. 192—217.

Заридзе Г. М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. М., Госгеолтехиздат, 1961. 382 с.

Заридзе Г. М. К проблеме связи магматизма, метаморфизма и тектоники. — «Геотектоника», 1967, № 4, с. 10—15.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. М., Госгеолтехиздат, 1959. 254 с.

Зесашвили В. И. К стратиграфии сланцевой серии верховьев р. Риони. В кн.: Вопросы геологии Грузии. Тбилиси, 1964, с. 225—230.

Зесашвили В. И. Стратиграфия юрской сланцевой серии Центрального Кавказа. «Magy. állami földt. intéz. évk.», 1970, vol. 54, № 2, с. 219—223.

Зональное расчленение юрских отложений Северного Кавказа по аммонитам. В кн.: Докл. сов. геологов к I Междунар. коллоквиуму по юрской системе. Тбилиси, 1962, с. 307—332. Авт.: Везносос Н. В., Казакова В. П., Леонов Г. П. и др.

Иванов Г. И. Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений Горного Дагестана. В кн.: Тезисы докл. III конференции по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа, Ессентуки, 1968, с. 10—12.

Иванов И. Ю., Соловьев В. Н. Нижне- и среднеюрские образования Северной Кахетии. — «Сб. НСО МГУ», 1972, № 8, с. 53—60.

Кабанова З. В., Леонов Ю. Г., Панов Д. И. Тектоническое развитие Центрального и Западного Кавказа в юрское время. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1969, т. 44, вып. 3, с. 42—57.

Каденский А. А. Магматическая геология Передового хребта Северо-Западного Кавказа. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1956, 293 с.

Казакова В. П. Некоторые вопросы зонального расчленения нижне- и среднеюрских отложений Северного Кавказа. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1963, т. 38, вып. 5, с. 20—33.

Казакова В. П. О домерском ярусе. — «Вестн. МГУ. Сер. геол.», 1964, № 2, с. 26—34.

Казакова В. П. О характере залегания и возрасте пачки криноидных известняков и известняков с железистыми оолитами в бассейне р. Кубань (Северный Кавказ). — «Вестн. МГУ. Сер. геол.», 1975, № 1, с. 34—40.

Кахадзе И. Р. Грузия в юрское время. Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1947. 371 с. (Труды Геол. ин-та АН ГССР. Сер. геол. Т. III).

Кизевальтер Д. С. Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа. — «Труды Кавк. экспедиции ВАГТ и МГУ», 1960, т. 2, с. 67—116.

Кизевальтер Д. С. Новая стратиграфическая схема среднепалеозойских отложений Северного Кавказа. — «Изв. вузов. Геол. и разв.», 1963, № 1, с. 11—30.

Кизевальтер Д. С. По поводу статьи И. В. Круть, Л. И. Яковлева, С. М. Кропачева, А. И. Ляшенко, Т. Т. Шарковой «Стратиграфическое положение и строение карачевской серии Северного Кавказа». — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 4, с. 143—146.

Кизевальтер Д. С. Докембрий. Бечасынская зона. В кн.: Геология СССР. т. 9, ч. 1, М., 1968, с. 56—62.

Кизевальтер Д. С., Розанов А. Ю. К вопросу о возрасте среднепалеозойских известняков центральной части Северного Кавказа. — «Докл. АН СССР», 1959, т. 128, № 5, с. 1034—1035.

Косыгин Ю. А. Тектоника. М., «Недра», 1969, 616 с.

Красивская И. С. Новые данные по стратиграфии метаморфических сланцев среднего течения р. Малки. — «Докл. АН СССР», 1961, т. 138, № 4, с. 906—909.

Крестников В. Н. К стратиграфии сланцевой юры Восточного Кавказа. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», № 6, 1944, с. 28—39.

Кропачев С. М. О клипене известняков среднего девона в глинистых сланцах нижнего карбона на р. Марух (Северный Кавказ). «Докл. АН СССР», 1961, т. 139, № 5, с. 1190—1193.

Кропачев С. М., Круть И. В. Стратиграфия среднепалеозойских отложений Северного Кавказа. — «Докл. АН СССР», 1963, т. 153, № 1, с. 172—175.

Круть И. В., Яковлев Л. И., Кропачев С. М. Стратиграфическое положение и строение карачаевской серии Кавказа. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1963, № 10, с. 49—59.

Крымгольц Г. Я. Аммониты нижне- и среднеюрских отложений Северного Кавказа. Л., Изд-во ЛГУ, 1961. 166 с.

Кузнецов И. Г. Тектоника, вулканизм и этапы формирования Центрального Кавказа. — М., Изд-во АН СССР, 1951. 120 с. (Труды ИГН. Геол. сер. № 52. Вып. 131).

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.

Лапки И. Ю. Геологическое развитие южной половины Европы в раннепермскую эпоху. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1967, т. 42, № 6, с. 48—71.

Лебедев А. П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа. М., Изд-во АН СССР, 1950. 182 с. (Труды ИГН. Петрограф. сер. № 33. Вып. 113).

Левченко С. В. Осадочные породы Сванетии. Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии. — «Труды СОПС АН СССР», 1940, вып. 24, ч. 2, с. 191—227.

Леонов Ю. Г. Нижнеюрские отложения Северной Осетии. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1961, т. 36, вып. 3, с. 56—69.

Леонов Ю. Г. Структурно-фациальная зональность раннеюрского-ааленского прогиба Центрального и Западного Кавказа. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 167, № 1, с. 166—169.

Литологические и стратиграфические залежи нефти и газа Предкавказья. М., «Наука», 1970, 113 с. Авт.: Алексин А. Г., Юдин Г. Т., Корнеев В. И., Дьяконов А. И.

Ломизе М. Г. Вулканизм северо-западного Кавказа и его связь с тектоникой. М., Изд-во МГУ, 1969. 203 с.

Ломизе М. Г., Сомин М. Л. О ранних проявлениях юрского вулканизма на Северо-Западном Кавказе. — «Вестн. МГУ. Сер. геол.», 1961, № 6, с. 44—54.

Любофеев В. Н., Корнев Г. П., Николаевский А. С. Нефтегазоносность фундамента Скифской плиты в Западном Предкавказье. В кн.: Проблемы нефтегазоносности Краснодарского края. М., «Недра», 1973, с. 43—51.

Мамедов А. В. Докайнозойская история геологического развития Среднекуринской впадины. В кн.: Материалы по тектон. и регионал. геол. Азербайджана, Баку, 1968, с. 96—135.

Мельников В. А. К стратиграфии палеозоя Северо-Западного Кавказа. — «Сов. геология», 1964, № 11, с. 129—134.

Мельников В. А., Мельников Ю. В., Марунч В. И. О возрасте доюрских образований Кахетии (Восточный Кавказ). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 7, с. 149—150.

Милановский Е. Е., Ханн В. Е. Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во МГУ, 1963. 357 с.

Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Большой Кавказ. Предкавказские краевые прогибы, Куринская и Рионская межгорные впадины. В кн.: Тектоника Европы. М., 1964, с. 244—253.

Мирчинк И. М., Панов Д. И., Шевченко В. И. Даутский поперечный разлом (Центральный Кавказ). — «Вестн. МГУ. Сер. геол.», 1974, № 2, с. 27—36.

Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И. Тектоника Предкавказья. М., Гостоптехиздат, 1963. 238 с.

Момот С. П. Об открытии нижнепермских красноцветных отложений в зоне Главного хребта Большого Кавказа (бассейн р. Баксан). В кн.: Тезисы докл. III конференции по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа. Ессентуки, 1968, с. 9—10.

Моргунов Ю. Г. К вопросу о среднепалеозойских образованиях Северной Осетии. — «Вестн. МГУ. Сер. геол.», 1965а, № 4, с. 55—64.

Моргунов Ю. Г. Верхнепалеозойские отложения Северной Осетии (Центральный Кавказ). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965б, № 7, с. 108—112.

Моргунов Ю. Г., Марочкин А. С. Тектоника доюрских образований Северной Осетии (Центральный Кавказ). — «Геотектоника», 1966, № 5, с. 115—120.

Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга европейской части СССР и сопредельных стран. М., Изд-во АН СССР, 1949, 510 с.

Николаев В. А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. — «Зап. Минералог. о-ва», 1933, ч. 62, № 2, с. 347—354.

Нуцубидзе К. Ш. Зоны лейаса в Грузии и прилегающих районах Кавказа. — В кн.: Докл. сов. геологов к I Междунар. коллоквиуму по юрской системе. Тбилиси, 1962, с. 241—256.

Нуцубидзе К. Ш., Зесашвили В. И., Химшиашвили Н. Г. Закавказье (Грузинская ССР). В кн.: Стратиграфия СССР. Юрская система. М., 1972, с. 175—196.

Нуцубидзе К. Ш., Чихрадзе Г. А., Адамия Ш. А. Взаимоотношение дизской серии и отложений лейаса Сванетии. — «Докл. АН СССР», 1963, т. 149, № 6, с. 1412—1413.

Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа. М., «Недра», 1973, 194 с.

Омельченко В. Л. Некоторые особенности среднепалеозойского магматизма бассейна р. Марух (Зап. Кавказ). — «Изв. АН СССР», 1971, № 12, с. 44—55.

Омельченко В. Л., Алексеенко Ю. И., Ревков П. П. О возрасте джентинской свиты (Западный Кавказ). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 7, с. 109—110.

Основные черты строения юрского и мелового комплексов в глубокопогруженных областях Северного Кавказа. — «Труды ВНИГНИ», 1972, вып. 120, с. 107—127. Авт.: Арбатов А. А., Бурштар М. С., Буторин Г. Д. и др.

Основные черты структурно-фациальной зональности и тектонической истории Северо-Западного Кавказа (в связи с перспективами нефтегазоносности). — «Труды Кавк. экспедиции ВАГТ и МГУ», 1962, т. 3, с. 5—47. Авт.: Хаин В. Е., Афанасьев С. Л., Борукаев Ч. Б., Ломизе М. Г.

Пайчадзе Т. А., Кикодзе Г. С., Адамия Ш. А. Бат. Бетагская свита. В кн.: Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. Тбилиси, 1972, с. 62—66.

Панов Д. И. Стратиграфия, фации и структура нижне- и среднеюрских отложений в бассейнах рек Баксан и Чегем. — «Труды Кавк. экспедиции ВАГТ и МГУ», 1962, т. 3, с. 74—111.

Панов Д. И. Стратиграфия юрских отложений Садонского района. — «Труды УДН им. П. Лумумбы», 1968, т. 40, вып. 3, с. 38—48.

Панов Д. И., Бызова С. Л. Геологическое развитие Пшекиш-Тырныаузской повной зоны (Северный Кавказ) в ранне- и среднеюрское время. В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. М., 1964, с. 78—92.

Панов Д. И., Бызова С. Л., Снежко Е. А. Новые данные по стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений центральных частей Большого Кавказа (Баксан — Белая). — «Иzv. вузов. Геол. и разв.», 1964, № 4, с. 35—47.

Панов Д. И., Леонов Ю. Г. Основные вопросы стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений междуречья Кубани и Баксана. — «Труды ВНИИГаз», 1959, вып. 7 (15), с. 59—87.

Панов Д. И., Шевченко В. И. К стратиграфии юрских и четвертичных отложений южного склона Большого Кавказа в Казбекском районе. — «Докл. АН СССР», 1964, т. 155, № 1, с. 92—95.

Пилученко Г. Е. К стратиграфии юрских и четвертичных отложений бассейнов рек Урупа и Кубани на Северном Кавказе. — В кн.: Новые данные по стратигр. и гидрогеологии Сев. Кавказа, М.—Л., 1946, с. 33—48.

Плошко В. В. Уруштенский комплекс Северного Кавказа. М., «Наука», 1965. 182 с.

Подоба Б. Г., Щеголев А. К. К возрасту верхов гремучихинской свиты Северного Кавказа. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1968, т. 43, № 6, с. 51—55.

Потапенко Ю. Я., Стукалина Г. А. О первой находке органических остатков в метаморфическом комплексе Главного Кавказского хребта. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 198, № 5, с. 1161—1162.

Потапенко Ю. Я., Момот С. П. О литологии и возрасте урлешской свиты Северного Приэльбрусья. — «Сов. геология», 1966, № 4, с. 133—137.

Прокопов К. А. Девонские отложения на р. Теберде на Северном Кавказе. — «Проблемы сов. геологии», 1936, т. V, № 3, с. 17—22.

Пустильников М. Р., Корнеев В. И. История развития Западного и Центрального Предкавказья в альпийском цикле тектогенеза. — «Иzv. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 1, с. 35—46.

Резников В. Н. Стратиграфия и история формирования нижне-среднеюрских отложений Северо-Западного Кавказа (южный склон Главного хребта). — «Труды по геологии и полезн. ископ. Сев. Кавказа», 1967, вып. 12, с. 36—43.

Ренгартен В. П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. — «Труды ВГРО», 1932, вып. 148, с. 1—80.

Ренгартен В. П. Нижне- и среднеюрские отложения южного склона Большого Кавказа. В кн.: Геология СССР. Т. 10, М.—Л., 1941, с. 63—74.

Робинсон В. Н. Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рек Лабы и Белой на Северном Кавказе. — «Труды ВГРО», 1932, вып. 226, с. 1—60.

Робинсон В. Н. Очерк стратиграфии палеозоя Северного Кавказа. В кн.: Новые данные по стратиграфии и гидрогеологии Северного Кавказа. М., 1946, с. 5—32.

Романов Н. Т. Тектоника. Восточный Кавказ. В кн.: Геология СССР. т. 9, М., 1968, с. 634—644.

Ростовцев К. О. Нижняя и средняя юра Краснодарского края. — «Труды Краснодарск. фил. ВНИИ», 1964, вып. 12, с. 73—112.

Ростовцев К. О. Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений Гузерипльской подзоны северного склона Западного Кавказа. — «Иzv. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 2, с. 95—109.

Ростовцев К. О. Юрская система. Нижний и средний отделы. Западная часть Северного Кавказа и Западное Предкавказье. В кн.: Геология СССР. т. 9, ч. I, М., 1968, с. 193—203.

Ростовцев К. О., Кипарисова Л. Д., Трусова Е. К. Объяснительная записка к проектам схемы стратиграфии триасовых отложений Кавказа. Л., Изд. ВСЕГЕИ, 1973. 72 с.

Ростовцев К. О., Никанорова Л. А. Стратиграфия и основные черты тектонического развития Большого Кавказа и Предкавказья в ранней и средней юре. — «Сов. геология», 1970, № 5, с. 3—19.

Рудянов И. Ф. Эффузивные формации и интрузивные комплексы Сланцевого Дагестана. В кн.: Тезисы докл. III конференции по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа. Ессентуки, 1968, с. 37—39.

Самохин А. А. Вопросы геологии метаморфического комплекса зоны Передового хребта в бассейне р. Лябы. — «Труды Кавк. экспедиции ВАГТ и МГУ», 1962, т. 3, с. 242—252.

Сайянец Э. Е., Макарьева С. Ф., Никанорова Л. А. Новые данные по стратиграфии ниже- и среднеюрских отложений Кабардино-Балкарии. — «Труды Сев.-Кавк. нефт. НИИ», 1970, вып. 7, с. 3—9.

Славин В. И. Новые данные о геологическом строении района Красной Поляны и прилегающих частей Главного Кавказского хребта. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1958, № 6, с. 31—45.

Славин В. И., Сомин М. Б., Моргунов Ю. Г. Доюрские отложения Сванетии. Геология Центрального и Западного Кавказа. — «Труды Кавк. экспедиции ВАГТ и МГУ», 1962, т. 3, с. 315—335.

Смирнов В. И. Зоны Беньофа и магматогенное рудообразование. — «Геол. и разв. рудн. мест.», 1974, № 1, с. 3—17.

Смирнова М. Н. Доюрское основание Терско-Каспийского прогиба. М., Изд-во МГУ, 1975, 44 с.

Смирнова М. Н., Станулис В. А., Яковлева Т. В. Рекомендации по дальнейшему направлению поисково-разведочных работ и новые данные о глубинном строении Терско-Суэженского прогиба. Изд-во «Грозненский рабочий», 1967. 42 с.

Снежко Е. А. Докембрий. — В кн.: Геология СССР. Т. 9, ч. 1, М., 1968, с. 35—67.

Снежко Е. А., Греков И. И., Миклухо-Маклай А. Д. О возрасте карачаевской серии Северного Кавказа. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 160, № 5, с. 1166—1167.

Сомин М. Л. Доюрское основание Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа. М., «Наука», 1971. 246 с.

Сомин М. Л., Белов А. Л. О стратиграфическом расчленении десской серии Сванетии (Центр. Кавказ). — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1967, № 1, с. 40—48.

Станулис В. А., Стерленко Ю. А. Новые данные о палеозойских и ранне-среднемезозойских отложениях Чечено-Ингушетии. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1971, № 5, с. 23—26.

Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений центральной части Северного Кавказа. — «Труды ВНИИГаз», 1960, вып. 10 (18), с. 109—191. Авт.: Безносков Н. В., Казакова В. П., Леонов Ю. Г., Панов Д. И.

Студеникова З. В., Кнорре К. Г. О возрасте гранитов Северного Кавказа. — «Геохимия», 1957, № 7, с. 573—579.

Топчишвили М. В. К стратиграфии верхней части песчано-сланцевой свиты Заалазанской Кахетии. — «Изв. геол. об-ва Грузии», 1969, т. 6, вып. 1, 2, с. 3—8.

Топчишвили М. В. К стратиграфии сторской свиты. — «Сообщ. АН ГССР», 1971, т. 63, № 1, с. 109—112.

Топчишвили М. В. Стратиграфия и фауна нижнеюрских отложений Дзирульского массива. Тбилиси, «Мецниереба», 1969, 115 с. («Труды ГИН АН ГрузССР. Нов. сер.», вып. 21).

Фролов В. Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований (на примере юрских отложений Дагестана). М., Изд-во МГУ, 1965, 180 с.

Хильтов Ю. Н. Геология и петрология Архызского интрузивного комплекса (Северный Кавказ). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1959. с. 148.

Хуцишвили О. Д. Стратиграфия и фауна квишской свиты. Тбилиси, Изд-во «Мецниереба», 1972, 90 с.

Цибовский Н. И. Новые данные по стратиграфии нижней юры Восточного Кавказа. — «Инф. сб. ВСЕГЕИ», 1959, № 11, с. 35—44.

Чихрадзе Г. А. Новые данные к стратиграфии лейаса Сванетии. — «Сообщ. АН ГрузССР», 1967, т. 48, № 3, с. 627—630.

Чихрадзе Г. А. Об источниках питания раннеюрской геосинклинали южного склона Большого Кавказа (в пределах Сванетии). — «Литолог. и полезн. ископ», 1969, № 3, с. 60—66.

Шатский Н. С. О неокатастрофизме. — «Пробл. сов. геологии», 1937, № 7, с. 532—551.

Шатский Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы, и складчатые области (Поволжье и Кавказ). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1948, № 5, с. 39—65.

Шатский Н. С. О длительности складкообразования и о фазах складчатости. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1951, № 1, с. 15—53.

Шевченко В. И. Тектонические дислокации на территории Осетии и механизм их формирования. В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., 1962, с. 42—77.

Шевченко В. И. Казбекское пересечение Центрального Кавказа. — «Геотектоника», 1969, № 1, с. 99—111.

Шевченко В. И. К вопросу о каледонском этапе развития Кавказа. — «Докл. АН СССР», 1971, т. 197, № 1, с. 172—174.

Шенгелиа Д. М., Кецховели Д. М. Породы гранулитовой фации ущелья р. Махар на Северном Кавказе. — «Сообщ. АН ГрузССР», 1969, т. 56, № 1, с. 133—136.

Шихалибейли Э. Ш., Агаев В. Б. Большой Кавказ. Нижняя и средняя юра. В кн.: «Геология СССР», т. 47, М., 1972, с. 46—57.

Штилле Г. Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи. В кн.: Земная кора. М., 1957, с. 187—208.

Штилле Г. Избранные труды. М., «Мир», 1964. 887 с.

Шульд С. С. Основные геоструктурные области Земли по данным новейшей тектоники СССР. — «Сов. геология», 1962, № 5, с. 18—32.

Ashgirei G. D. Einige Wesenszüge der Tektonik und Entwicklungsgeschichte globaler Mobilzonen. Teil 2. Geosynklinalfaltung. Geologie. Akademie-Verlag. Berlin. B. 12, H. 2, 1963, S. 129—148.

Bucher W. H. The deformation of the Earth's crust. Princeton, 1933. 518 p.

Hall L. M. Times of Origin and Deformation of Bedrock in the Manhattan Prong, in «Studies of Appalachian Geology: Northern and Maritime. Interscience Publ, N. Y. 1968, p. 117—128.

Pasteels P. Mesures d'âges sur les zircons de quelques roches des Alpes. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 1964, p. 519—543.

Szekely Thomas S. Geology near Huallacocha lakes. «Central High Andes, Peru. Am. Ass. Petr. — Geol. Bull.», 1967, vol. 51, N 7, p. 1347—1353.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Адагское поднятие 103
- Абхазско-Рачинская зона 155, 167, 172, 173, 174, 176, 177, 183, 184, 186, 189, 190, 191, 194, 201, 202, 205
- Абхазско-Рионская зона 245
- Абхазская зона 229
- Агвалинская наклонная ступень 178
- Адайкомский блок 147
- Адайхохское поднятие (блок) 142, 147, 171, 173, 191
- Адырско-Славянская зона 215, 216, 218, 219, 231, 233
- Адыгейская зона 45, 108
- Адылсуйская депрессия 147
- Азово-Кубанская плита 236, 237
- Азово-Ростовский выступ 4
- Аксаут-Софийская депрессия 169, 170
- Аксаутская впадина 71, 98, 138, 139, 140
- Алазано-Агричайская депрессия 155, 167, 183, 198, 202
- Антиклиналь Хуко 184
- Апшеронская ступень 28
- Архыз-Гузерицкая зона 155, 166, 169, 171, 183, 187, 191, 196, 201
- Архызская антиклиналь 111
- Архызская депрессия 169, 170
- Ахметовский прогиб 193, 198, 200, 205
- Ахтырский разлом 154
- Ацгаринская антиклиналь 129
- Ацгаринский покров 56, 57, 58, 71, 109, 129, 131, 133, 137, 151
- Баксано-Апшеронская зона 215, 216, 218, 221, 232
- Баксанский покров 122
- Баксанский разлом 147
- Балканская антиклиналь 57, 126
- Балкаро-Дигорское поднятие (блок) 142, 147, 167, 171
- Балкаро-Осетино-Дагестанский прогиб 202
- Балкарский выступ 142, 144, 147
- Бамбакская впадина 71, 138
- Баскальский покров 232
- Беденский массив 105, 106, 107, 108, 127, 128
- Бежитинский грабен-синклинорий (депрессия) 26, 180
- Бейбулагский синклинорий 178, 179
- Бейсугско-Апшеронская разломная зона 7, 28
- Бекишейский разлом 184
- Беломечетская синклиналь 164
- Белореченская впадина 71, 138, 139, 140
- Бело-Урупский район 155, 160, 161, 187, 188, 200
- Бескеская антиклиналь 129
- Бескесский массив 33, 42, 105
- Бескесско-Марухская подзона 69, 71, 73, 76, 77, 78, 81, 82, 83, 84, 87, 112, 136, 151
- Бескесское автиклинальное поднятие 127
- Бечасынская геоантиклиналь (зона) 41, 45, 121, 123
- Бечасынская зона 41, 45, 60, 61, 63, 65, 88, 95, 106, 107, 108, 111, 116, 121, 122, 123, 124, 137, 138, 153
- Бзыбско-Казбекская зона 155, 167, 171, 172, 173, 174, 175, 176, 180, 181, 183, 184, 187, 190, 194, 205
- Блыбская зона (подняtie) — 45, 71, 139
- Блыбский антиклинорий (антиклинальное поднятие) 57, 105, 106, 113, 126, 139, 153
- Блыбский массив 111

- Бурон-Ларский разлом 171, 172
 Буульгенская подзона 146
 Вал Карпинского 4, 5, 7
 Варандинская антиклиналь 179, 196, 198
 Верхнетебердинский массив 109
 Внешняя зона Горного Дагестана 155, 166, 177, 183, 189, 196, 198, 201, 202
 Внутренняя зона Горного Дагестана 155, 167, 180, 190, 194, 198
 Восточно-Балкарская зона 155, 167, 168, 169, 189, 191, 196, 202
 Восточно-Европейская (Русская) платформа 4, 6, 8, 15, 27, 80, 83, 106
 Восточно-Кавказский прогиб 232, 234, 235, 236, 237
 Восточно-Кубанская впадина 155, 164, 165, 193, 200, 205
 Восточно-Манычский прогиб 165, 200
 Восточный флишевый трог 43
 Выселковский разлом 28
 Геоантиклиналь Большого Кавказа 33
 Геоантиклиналь Главного хребта 140
 Геосинклиналь Большого Кавказа 12, 25, 154, 155, 166, 190, 191, 193, 194, 196, 200, 201, 202, 205, 206, 207, 208, 209, 215, 232, 233, 234, 235, 236, 238, 246
 Геосинклиналь Малого Кавказа 155
 Гидамская антиклиналь 133
 Гидамское поднятие 139
 Гижитский надвиг 61
 Главный надвиг Большого Кавказа 26, 27
 Главный Кавказский надвиг 140
 Гойтхский антиклинорий 184
 Гойтхско-Ачишхинская зона 155, 166, 167, 183, 184, 185, 190, 194, 196
 Горст-антиклинорий Бокового хребта 180, 181, 183, 202
 Горст-антиклинорий Главного хребта 169, 180, 181, 182, 183, 196, 201
 Грабен-синклинорий Передового хребта 97, 152
 Грушевский сдвиг 131
 Гумистинская антиклиналь 172, 173, 174, 176
 Дарьяло-Богосский антиклинорий 172, 173
 Даховский массив 57
 Джампалская антиклиналь 173, 176
 Джуфидагский антиклинорий 178, 179, 180
 Дзирульская зона 229
 Дзирульский массив 185, 186, 187, 200, 201, 229
 Дигоро-Осетинская зона 155, 166, 170, 171, 173, 174, 175, 177, 181, 189, 190, 191, 196, 201
 Дизско-Утурская антиклиналь 147
 Днепровско-Донецкий авлакоген 4, 5, 7
 Домбайская депрессия 172
 Донбасс 4, 5, 7
 Дудугушская синклиналь 167, 168
 Душпухский разлом 118, 147
 Ейская впадина 215
 Загаданская депрессия 169
 Закавказская межгорная зона 154
 Закавказский межгорный пояс 239, 240, 244, 245, 246, 247
 Закавказский срединный массив 9, 17, 155, 185, 186, 189, 190, 194, 196, 198, 200, 201, 202, 205, 206, 208, 209, 229, 233, 235, 236, 237
 Западно-Кубанский (краевой) прогиб 155, 165, 194, 200
 Западно-Кавказский прогиб 233, 234, 236, 235, 238
 Зеленчукский массив 109, 112
 Зеленчук-Чегемский район 155, 160, 161, 162, 164, 168, 170
 Зона Главного хребта 45, 46, 49, 54, 55, 56, 57, 58, 63, 65, 91, 96, 99, 101, 103, 105, 106, 111, 113, 115, 116, 117, 118, 121, 127, 132, 135, 137, 140, 141, 142, 144, 145, 146, 147, 198, 152, 153
 Зона Передового хребта 56, 57, 58, 60, 63, 65, 66, 68, 69, 71, 73, 78, 81, 82, 86, 87, 88, 91, 94, 96, 97, 98, 101, 102, 106, 108, 111, 116, 121, 125, 127, 128, 133, 135, 137, 138, 139, 140, 148, 151, 152, 153
 Зона Южного склона 93, 96, 101, 103, 121, 137, 147, 152, 154, 172, 201, 206
 Ингурское поднятие 147, 148
 Исламчатская впадина 71, 138
 Калмыцкий прогиб 155, 200, 205
 Карталинская депрессия 245
 Кассарская подзона 146
 Кахетиво-Лечхумская шовная зона 154, 167, 185, 194, 200, 201, 206
 Кестантинская синклиналь 168
 Кизлярская ступень 166
 Киньрачадский грабен синклинорий 138, 139
 Кисловодско-Черкесская зона 45, 108
 Кодорская антиклиналь 172, 174

- Колхидская зона 229, 230
 Копанская синклиналь 165, 194
 Краснополянский разлом 184
 Кряж Карпинского 165
 Ктитебердинская антиклиналь 143, 144
 Кубано-Ейская зона 211, 214
 Кубанская зона 241
 Кубанский выступ 142, 144, 147
 Курильская зона 229, 245
 Кыргыцкая впадина 170
 Кыфар-Агурское поднятие 131
 Кыфаро-Зеленчукская впадина 71, 138
 Кыфарский массив 106, 107, 111, 112, 131
 Лабино-Малкинская зона 154, 155, 160, 161, 163, 165, 169, 193, 198, 200, 201, 205, 215, 216, 218, 225, 231
 Лабинский прогиб 205
 Лабинский синклиорий 89, 129, 131
 Лайлинская антиклиналь 148
 Малка-Муштинская антиклиналь 60, 121
 Малкинский (гипербазитовый) массив 40, 106, 107, 124, 125
 Малкинский (гранитный) массив 71, 86
 Малкинско-Баксанская подзона 69, 71, 73, 75, 80, 82, 90, 136, 151
 Малокафарский массив 106, 111
 Манычско-Кумский разлом 5
 Марухский надвиг 69, 131
 Марухский покров 69, 71, 109, 133, 137, 151
 Мегантиклинорий Большого Кавказа 238, 240, 244, 247
 Мзымтинский сдвиг 147
 Мзымтинское поднятие 147, 148
 Минераловодский выступ 161, 163
 Нижнетебердинский массив 108
 Окрибо-Сачхерское поднятие 185, 186
 Окумская антиклиналь 172, 176
 Орхевский разлом 43
 Осевая глубинная разломная зона 16, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 26, 27, 29, 31, 32, 33, 35, 39, 43, 44, 153
 Осевой глубинный разлом 49, 121, 140
 Осетинская впадина 191
 Пастуховское поднятие 131
 Поднятие Передового хребта 193, 200, 201
 Предкавказская платформа 208, 209, 210, 211, 221, 224, 231, 232, 233, 235, 237, 239, 240, 244, 246, 247
 Предкавказская суша 191, 193, 194
 Предмалокавказский прогиб 187
 Прикубанская антиклиналь 60, 121, 123
 Прикубанский сброс 124
 Прикумский синклиорий 7
 Прикумско-Тюленевский вал 165, 200
 Прогиб Южного склона 202, 205, 206
 Промежуточная зона 128
 Псеашхинская депрессия (грабен-синклиналь) 142, 147, 172, 174
 Пшекишская горст-антиклиналь 78
 Пшекишская подзона 69, 71, 73, 78, 90, 128, 129
 Самуро-Шахдагская геоантиклиналь 202
 Санчарская синклиналь 174
 Сахатауская антиклиналь 179
 Сванетская антиклиналь (антиклинорий) 93, 94, 96, 147, 148
 Сванетская разломная зона (прогиб) 20 л.
 Сванетско-Азербайджанская зона 215, 216, 218, 226, 232
 Северная (Шахе-Лабинская подзона) 146, 147
 Северный разлом 125, 126, 133, 134, 135, 136, 138, 151
 Северо-Кавказский краевой массив 233, 235
 Северо-Предкавказская зона 240, 241
 Синклиорий Передового хребта 138, 139
 Синформа Передового хребта 137
 Скифская плита (платформа) 8, 28, 39, 154, 160, 187, 188, 189, 190, 194, 196, 198, 200, 201, 205, 207
 Сорская антиклиналь 172, 202
 Софийский блок (поднятие) 142, 147
 Софийско-Тебердинская (или Архызско-Клычская) депрессия 142, 147
 Срединный горст-антиклинорий 138
 Среднекаспийский свод 196, 198, 200
 Среднекурильская впадина 186
 Ставропольская зона 211, 213
 Ставропольский свод 200, 214, 240, 242, 243, 247
 Сунженский антиклинорий 28, 39
 Таллыкольский разлом 124
 Тебердино-Худеская подзона 69, 71, 73, 74, 75, 79, 81, 83, 84, 88, 136, 151
 Тебердинская синклиналь 133
 Тебердинский блок 142, 147
 Тебердинское поднятие 173
 Терская зона 241, 243
 Терский антиклинорий 42
 Терско-Каспийская плита 235, 236, 237, 238

- Терско-Каспийский (краевой) прогиб 155, 166, 198
- Терско-Кумская зона 210, 211, 214
- Тетис 3, 4, 8, 9, 19
- Тибский разрыв 175
- Тебердинский грабен-синклинорий 138
- Тимашевская ступень 155, 165, 200
- Тихорецко-Кропоткинская впадина 164
- Тугупсинский разлом 183
- Тызыльская антиклиналь 60, 121, 122
- Тырныауз-Пшекишская (разломная) зона 21, 27, 28, 29, 30, 32, 33, 35, 37, 38, 39, 40, 154, 155, 166, 167, 168, 189, 191, 194, 196, 198, 200, 205, 206, 207
- Тырныауз-Пшекишский разлом 52, 68, 69, 113, 121, 125, 126, 131, 132, 133, 135, 136, 137, 138, 139, 140, 141, 144, 147, 151
- Украинский массив (щит) 6, 7
- Улучайский антиклинорий 232
- Урупская впадина 71, 138, 140
- Уруштено-Ацгаринская подзона 69, 71, 73, 74, 76, 77, 78, 87, 89, 112, 136, 151
- Флишевые трюги южного склона Большого Кавказа 43
- Хаджибей-Марухский разлом 143, 144, 147
- Хамышинский разлом 126
- Хасаутский сдвиг 124
- Хасаутский синклинорий (синформа) 41, 60, 121, 124, 125
- Хасаутская разломная зона 29, 30, 40, 41, 42
- Хасаутская зона 66, 67, 68, 71, 86
- Центрально-Кавказское поднятие 191, 193, 194, 201, 202, 205
- Цхенисцкальское поднятие 147, 148
- Чегемская впадина 141, 147
- Черкесско-Фроловское поднятие 161, 163, 164, 193, 194, 200, 205
- Чернолесская впадина 166
- Чиатурский синклинорий 172, 175, 176, 190, 205
- Чиликская синклиналь 57, 112, 129, 131
- Чиликский (интрузивный) массив 57, 71, 111, 112, 113, 129
- Чинчельский покров 232
- Чугушский горст-антиклинорий (блок) 142, 147, 184, 191
- Чуммурлинская впадина 71, 138
- Шаукольский покров 60, 64, 122, 123
- Штулу-Харесская грабен-синклиналь (депрессия) 142, 147, 171, 172, 174
- Шхарское поднятие 171, 173
- Шхельдинский выступ 142, 144, 147
- Эвгеосинклиналь Большого Кавказа 8, 40
- Эльджуртинский массив (граниты) 71, 135
- Эпчикская впадина 71, 138, 139
- Южно-Кавказский прогиб 235, 237
- Юсенгйская впадина 141, 145, 147

СОДЕРЖАНИЕ

Обзор некоторых важных проблем геологии Большого Кавказа (Г. Д. Ажгирей) .	3
Большой Кавказ как часть системы Тетиса	3
Некоторые уточнения понятий о геосинклиналях на примере Большого Кавказа	9
Систематический обзор тектонических зон Большого Кавказа	16
Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на докембрийском и палеозойском этапах развития (Г. И. Баранов, С. М. Кропачев)	45
Стратиграфия докембрийских отложений	45
Стратиграфия палеозойских отложений	66
Нижний — средний палеозой	66
Средний палеозой	91
Верхний палеозой	94
Интрузивные породы	104
Докембрийские интрузивные породы	104
Ультрабазиты	106
Палеозойские интрузивные породы	108
Тектоника доюрского основания	121
Основные этапы доюрской истории геологического развития Большого Кавказа	148
Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития (Д. И. Павлов)	154
Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений	160
История геологического развития Большого Кавказа в ранней и средней юре .	190
Некоторые особенности раннеальпийской стадии развития Большого Кавказа и прилегающих областей	205
Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на средне- и позднеальпийском этапах развития (С. М. Седенко)	208
Среднеальпийский этап	208
Стратиграфия отложений среднеальпийского этапа	210
Тектоника и история геологического развития Большого Кавказа на среднеальпийском этапе	231
Позднеальпийский этап	238
Стратиграфия отложений позднеальпийского этапа	240
История геологического развития Большого Кавказа в позднеальпийском этапе	246
Заключение (Г. Д. Ажгирей)	247
Список литературы	250
Предметный указатель	259

*Глеб Дмитриевич Ажгирей,
Георгий Иванович Баранов,
Строф Михайлович Кропачев,
Дмитрий Иванович Панов,
Садко Матвеевич Седенко*

ГЕОЛОГИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Редактор издательства *Е. К. Семилеткова*
Художественный редактор *В. В. Евдокимов*
Переплет художника *А. И. Друшковой*
Технические редакторы *О. Ю. Трепенюк,
Л. Г. Лаврентьева*
Корректор *Н. А. Громова*

Сдано в набор 15/І 1976 г.

Подписано в печать 22/VI 1976 г.

Т-05261. Формат 70 × 100¹/₁₆. Бумага № 2.

Печ. л. 16,88 с вкл. Усл. п. л. 21,94.

Уч.-изд. л. 22,65. Тираж 1600 экз. Заказ 765/4582-1.

Цена 2 р. 60 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома
Государственного комитета Совета Министров СССР по
делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
196006, Ленинград, Московский пр., 91.

2031

HEAPA

Восточный Кавказ		Западный Кавказ		Закавказский срединный массив	
Внешняя зона Горного Дагестана	Внутренняя зона Горного Дагестана	Азербайджанская часть Главного хребта	Гайтхско-Ачишхин- ская зона		
Цицларская свита Верхняя подсвита Средняя подсвита Нижняя подсвита		? Кейванская свита		? Ткибульская (угленосная) свита	
		? Хиналузская свита		"Порфиритовая" серия	
		Джуминская свита			
		Кумухская свита		Аргиллиты с прослоями песчаника и конкреция- ми известняка	
Игатлинская свита	"Переходная" толща Кимихурская свита Гепцайская свита	Кархунская свита	Серия Гойтх	Толща	
Каражская свита	Верхнеялдамская подсвита Нижнеялдамская подсвита	Мезиканская свита	? Свита Хачопсе	аргилли- тов и песчаников	? Свита "красных известняков"
Свита Ири	Ногобская свита Цейлаханская свита	Гудурская свита	? ?		
? ?	"Полосчатая" толща Циклаурская свита	? ?	? Циклаурская свита	Толща мергели- стых глин	
	Кистинская свита		Зсто-садокская свита		Свита "кварцевых песчаников"
					? Свита "нижних туфритов"