



Е. В. Хаин

ОФИОЛИТЫ
И
ГЕРЦИНСКАЯ ПОКРОВНАЯ
СТРУКТУРА
ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА
СЕВЕРНОГО КАВКАЗА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

71

Е. В. ХАИН

ОФИОЛИТЫ
И ГЕРЦИНСКАЯ
ПОКРОВНАЯ СТРУКТУРА
ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА
СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Труды, вып. 382



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1984

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

E. V. Khain

OPHIOLITES
AND HERCYNIAN NAPPE STRUCTURE
OF THE FRONT RANGE
OF THE NORTHERN CAUCASUS
(*Transactions, vol. 382*)

Хаин Е. В. **Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа.** М.: Наука, 1984 (Труды/ГИН АН СССР: Вып. 382).

В книге обосновывается покровная структура зоны Передового хребта Северного Кавказа. Выделяются три основных комплекса, резко отличающихся по своему составу и строению: параавтохтонный, аллохтонный и неоавтохтонный. Характеризуются основные структурно-формационные зоны Северного Кавказа, а также офиолитовый комплекс Передового хребта. Описана возможная последовательность событий, приведших к формированию позднегерцинской структуры зоны Передового хребта. В книге дан оригинальный материал по изотопной датировке и химическому составу магматических и метаморфических образований зоны Передового хребта.

Табл. 1, ил. 37, библиогр. 107 назв.

Редакционная коллегия:

академик *А. В. Пейве* (главный редактор),
член-корреспондент АН СССР *П. П. Тимофеев*,
В. Г. Гербова, *В. А. Крашенинников*

Ответственный редактор

А. Л. Книппер

Editorial board:

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-Chief),
Corresponding Member of the USSR Academy of Science *P. P. Timofeev*,
V. G. Gerbova, *V. A. Krashennnikov*

Responsible Editor

A. L. Knipper

ВВЕДЕНИЕ

В связи с систематическим изучением пород офиолитового комплекса, которое проводится в Геологическом институте АН СССР, начиная с конца 60-х годов, автору настоящей работы в рамках темы «Офиолиты мезозойских и кайнозойских складчатых сооружений» было поручено исследование офиолитов Передового хребта Большого Кавказа, внутреннее строение, современное структурное положение и возраст которых оставались во многом неясными. В результате этих плановых исследований была написана монография.

Зона Передового хребта и ее палеозойский офиолитовый комплекс являются частью Средиземноморского пояса, который лишь своим северным краем захватывает территорию Советского Союза. По поводу строения и истории развития этого региона, а также характера становления пород офиолитового комплекса в современной структуре к моменту начала работ автора существовало несколько точек зрения, что в значительной мере связано с еще недостаточной изученностью Большого Кавказа в целом. Выяснение всех перечисленных выше вопросов имеет большое научное, а также практическое значение, поскольку с Передовым хребтом связаны колчеданные месторождения и проявление ряда других полезных ископаемых.

При проведении исследования в первую очередь были выдвинуты следующие проблемы: расшифровка структуры доверхнепалеозойских отложений зоны Передового хребта и положение в ней пород офиолитового комплекса; внутреннее строение офиолитовой ассоциации и история формирования ее пород; разработка схемы истории развития зоны Передового хребта и смежных с ней зон.

Основной фактический материал собран автором при полевых работах 1975—1979 гг., которые проводились в междуречье рек Малая Лаба — Теберда, на реках Кубань и Тохана, по хребтам Абишира-Ахуба и Дженту. Отдельные маршрутные пересечения были сделаны автором в Бечасынской зоне Предкавказья и в верховьях р. Кодори в зоне Главного хребта Большого Кавказа. Успешному проведению полевых работ во многом способствовали постоянная помощь и поддержка геологов Ставропольской экспедиции Северо-Кавказского производственного геологического объединения Л. Д. Чегодаева и В. Л. Омельченко и геологов ИФЗ АН СССР М. Л. Сомина и Ю. П. Видяпина. В работе использованы также литературные материалы, в том числе работы геологов СКПГО. В качестве сравнительного материала использованы данные по разновозрастным и занимающим близкую структурную позицию вулканогенным и офиолитовым комплексам Южного Урала, а также офиолитовым комплексам других складчатых областей мира.

В результате проведенного исследования удалось подтвердить и расшифровать покровную структуру зоны Передового хребта. Внутри зоны выделено три мегапластины, сложенные породами различных структурно-формационных зон. Выделена новая Андрюкско-Тоханская структурно-формационная зона, в пределах которой впервые на Большом Кавказе установлен лландоверийско-лудловский олистостромовый комплекс, что позволило выделить новый этап тектонических деформаций на рубеже раннего и позднего силура.

Монография выполнена в коллективе лаборатории сравнительной тектоники и магматизма Геологического института АН СССР под непосредственным руководством доктора геолого-минералогических наук А. Л. Книппера, которому автор глубоко признателен.

Автор выражает благодарность всему коллективу лаборатории и ее заведующему Н. А. Штрейсу за постоянную большую помощь при проведении исследований.

В процессе проведения полевых работ, а также при написании настоящего исследования автор пользовался советами, консультациями и практической помощью Г. И. Баранова, А. А. Белова, И. И. Грекова, С. М. Кропачева, М. Г. Ломизе, А. А. Лыгалова, Г. И. Макарычева, В. Л. Омельченко, А. С. Перфильева, Г. Н. Савельевой, А. А. Савельева, С. Г. Самыгина, В. С. Федоровского, Э. М. Спиридонова, М. Л. Сомина, Н. Н. Хераскова, Л. Д. Чегодаева. Всем перечисленным лицам автор выражает искреннюю благодарность.

В подготовке книги к печати большую помощь оказали И. С. Гостинопольская, А. В. Ильина, Ю. В. Карякин, С. А. Куренков, А. А. Лыгалов, О. В. Макарова, В. П. Мартинова, которым автор выражает искреннюю признательность.

ГЛАВА ПЕРВАЯ

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ВЗГЛЯДОВ НА СТРУКТУРУ И МАГМАТИЗМ ЗОНЫ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА

Можно выделить несколько важнейших этапов в изучении геологии Передового хребта. На первом этапе, который охватывает период от конца XIX в. до начала 40-х годов XX в., происходил в основном сбор стратиграфических сведений; тектонические построения были самые общие.¹ В течение следующего этапа (конец 30-х—начало 70-х годов нашего века) были составлены первые относительно детальные стратиграфические схемы палеозоя Передового хребта. В этот же период были сделаны первые тектонические обобщения, в которых господствовали взгляды о складчато-глыбовом строении этой зоны.

В начале—середине 70-х годов произошел полный пересмотр взглядов на доверхнепалеозойскую тектонику и магматизм Передового хребта. Выяснилось, что эта зона имеет сложное покровно-складчатое строение. С этого момента начался современный период ее исследований.

Первые исследования на Северном Кавказе начались в конце XIX в. в прилегающих к Эльбрусу районах Передового хребта. В это время проводят исследования Г. В. Абих, Н. И. Барбот де Марни (1895 г.), А. Д. Кондратьев (1892, 1894 г.), Н. Зуев (1899 г.), И. В. Мушкетов [1896]. Работы двух последних авторов посвящены геологии Эльбрусского месторождения.

В начале 90-х годов появились проекты строительства железной дороги через Главный Кавказский хребет. Эти проекты стимулируют организацию широких исследований с пересечениями Главного хребта. Работы возглавил Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, в них участвовали также И. В. Мушкетов, Д. С. Белянкин и другие геологи.

С начала XX в. начался интенсивный сбор сведений по стратиграфии и магматизму. А. Е. Ферсман (1911 г.) описал образец немалита по р. Большая Лаба и прожилки хризотил-асбеста в серпентините. Он наметил область распространения немалита на северном склоне Кавказа, принадлежащую одному общему району развития серпентинитовых пород. Сотрудник Донского политехнического института Н. И. Безбородько [1913] подтвердил и обосновал выделение «змеевикowego» пояса в бассейнах рек Большая и Малая Лаба.

В 1916 г. Геологический комитет командирует в район Урупа и Большого Зеленчука В. Н. Робинсона, И. И. Никшича, А. Д. Стопневича, А. Н. Криштофовича. В результате работ, проведенных этими исследователями, была создана первая стратиграфическая схема палеозойских пород, а впервые выделенные отложения карбона были прослежены от р. Малая Лаба до р. Кубань.

А. П. Герасимов в 1915 г. нашел кембрийскую и силурийскую фауну (определения А. Д. Янишевского) в среднем течении р. Малки и высказал предположение о возможном существовании девонских отложений на Северном Кавказе. Этот же автор в 1922 г. опубликовал первую схему геологического развития Кавказа. Он выделил три крупных периода дислокаций: каледонский, герцинский и альпийский.

К. А. Прокопов [1936] впервые обнаружил охарактеризованные фауной верхнедевонские отложения. Вскоре В. Н. Робинсон сообщил о находке и среднедевонских отложений

¹ Наиболее полная характеристика первого этапа исследований и начала второго этапа вплоть до 1955 г. дана в работе А. А. Каденского [1956].

на значительной площади по рекам Маруха и Аксаут. В толще среднего палеозоя он обнаружил сиениты, диориты, габбро-диориты, габбро и порфириды.

В рассмотренный период исследований еще не было сделано тектонических обобщений, характеризующих структуру Северного Кавказа. Высказывались лишь общие соображения о возможном покровно-складчатом строении северного склона Кавказа. О. С. Вялов [1934] сравнивает Кавказ с Альпами, пытаясь приложить к нему разработанную для Альп схему Кобера. Зону северного склона Кавказа О. С. Вялов сравнивает с центральными Кобера и по аналогии с этой зоной не исключает ее покровного строения.

В 1933 г. И. Г. Кузнецов выдвинул положение о ведущей роли вертикальных колебательных движений земной коры в формировании структуры Кавказа, и с этого момента вплоть до начала 70-х годов безраздельно господствуют взгляды о складчато-глыбовом строении зоны Передового хребта. И. Г. Кузнецов выделил в Балкарском пересечении узкие зоны, расположенные рядом, но резко различающиеся по строению. Они ограничены разрывами, по которым, по его мнению, и происходят вертикальные движения. Эти движения, по И. Г. Кузнецову, вызывают боковые напряжения, в связи с которыми, в свою очередь, возникает складчатость. Вертикальные же движения создают условия для внедрения магмы. Эти же взгляды были высказаны В. Н. Робинсоном [1932] на основании материалов, собранных им в бассейнах рек Лаба и Белая.

В конце 40-х годов В. Н. Робинсон разработал стратиграфию метаморфической толщи бассейна р. Большой Зеленчук, относимой им к девону. Он считал, что девонские слои образуют синклиналь с пологими крыльями. Автор выделил три свиты: 1) нижнюю вулканогенную (M_1), 2) среднюю грубообломочную (M_2) и 3) верхнюю карбонатную (M_3). Намечалась также и четвертая свита, сформированная мелкообломочными терригенными образованиями.

Магматические образования В. Н. Робинсон [1947] разделил на четыре интрузивных комплекса: 1) нижнепалеозойский северо-западной части Передового хребта, представленный гипербазитами и гранитоидами (гранито-гнейсами); 2) каледонский комплекс гранитоидов Главного хребта; 3) среднегерцинский комплекс, представленный полным рядом интрузивных пород от серпентинитов через габбро-диориты и сиенито-диориты к красным гранитам в зоне Передового хребта; 4) верхнепалеозойский интрузивный комплекс, представленный небольшими интрузиями последовательного ряда от габбро до гранитоидов. Эффузивная деятельность, по мнению В. Н. Робинсона, была характерна для всего палеозоя.

В это время Г. Д. Афанасьев [1952] также дал анализ палеозойского магматизма. Г. Д. Афанасьев, как и В. Н. Робинсон, выделяет четыре комплекса, но несколько иного объема и возраста: 1) уруштенский интрузивный комплекс, включающий гипербазиты, амфиболиты, возникшие за счет габброидов, плагиогнейсо-граниты, лейкократовые гнейсо-граниты, мелкие интрузии аляскитов и жильную пегматит-аплитовую серию. Все эти интрузии приурочены главным образом к зоне Передового хребта и относятся к абиссальной фации каледонского магматогенеза; 2) комплекс гранитоидов Главного хребта (послекаледонских — донижнепермских); 3) гранодиориты и диориты горстообразных поднятий Промежуточной зоны, относимые к среднему палеозою; 4) комплекс гипабиссальных малых интрузий послесреднекаменноугольных — до нижнепермских, приуроченных к продольным разрывам в зоне Передового хребта.

А. А. Каденский [1956] на основании своих исследований 1946—1953 гг. предпринял новую попытку полного обзора магматических явлений зоны Передового хребта. Автор считал все интрузии среднепалеозойскими, относя кристаллические сланцы бассейна р. Чилик к контактово-метаморфизованным образованиям среднего палеозоя. А. А. Каденский наиболее подробно описал серпентинитовый пояс Передового хребта, отметил преобладание гарцбургитов над лерцолитами, считал появление гипербазитов приуроченным к этапу перехода от эффузивного магматизма в позднем девоне в условиях устойчивой коры к преобладающему интрузивному магматизму за счет частичного переплавления сиала, допуская также возможность перемещения гипербазитов в высокие горизонты земной коры в твердом состоянии.

А. А. Каденский считал, что «основные интрузии формировались одновременно с глав-

ным периодом судетской фазы тектогенеза, претерпели метаморфизм, протоклаз и превращение частью в габбро-амфиболиты» [1956, с. 277].

Таким образом, к началу 70-х годов господствовали две точки зрения на возраст интрузивных образований Передового хребта. Г. Д. Афанасьев и его соавторы считали большинство этих образований каледонскими. В. Н. Робинсон, А. А. Каденский, Г. А. Михеев, Ю. Я. Потапенко [1972, 1973] и другие геологи относили практически все интрузивные образования Передового хребта к главному периоду герцинской складчатости, т. е. к судетской фазе тектогенеза. Вторая точка зрения получила большее распространение.

Интрузивные образования изучались, также при производстве геолого-съемочных работ И. С. Красивской, Н. П. Лупановой, Г. А. Михеевым, И. Б. Полищуком, Ю. Я. Потапенко, М. Х. Срабоняном, А. М. Деминым, И. В. Крутем, В. В. Плошко, А. А. Аяновым и многими другими исследователями.

Большой вклад в изучение стратиграфии и магматизма Передового хребта был сделан геологами объединенной экспедиции ВАГТ и МГУ Д. С. Кизевальтером, С. М. Кропачевым, А. А. Беловым, М. И. Никитиным, И. В. Крутем и др.

Примерно в одно и то же время были опубликованы стратиграфические схемы Д. С. Кизевальтера [1963] и С. М. Кропачева [1962], которые существенно отличались друг от друга. Практически одновременная публикация этих схем привела к путанице в региональной стратиграфической терминологии. Геологи Северо-Кавказского геологического управления при подготовке 2-го издания тома IX «Геологии СССР» [1968] составили новую унифицированную схему стратиграфии Передового хребта. Более подробно история стратиграфических исследований приведена в разделе, посвященном аллохтону Передового хребта.

Наиболее яркой работой по тектонике Передового хребта в рассматриваемый период стала работа Д. С. Кизевальтера [1948]. Этот автор вслед за И. Г. Кузнецовым [1933] и В. Н. Робинсоном [1932] разделил Кавказ на несколько широко вытянутых узких зон, характеризующихся индивидуальными чертами развития. Эти зоны, по мнению Д. С. Кизевальтера, сопрягались по крутым, протяженным, глубоким и долгоживущим разломам, по которым происходили колебательные движения.

История развития Передового хребта представлялась упомянутому автору (на основе концепции В. В. Белоусова) следующим образом. Зона заложилась в начале палеозоя как зона интенсивного опускания и развивалась в течение герцинского цикла как типичная интрагеосинклиналь, граничившая с юга с интрагеоантиклиналью Главного хребта. На рубеже раннего и среднего карбона в ее осевой части возникло центральное поднятие с сопровождающими его краевым и межгорным прогибами. К началу мезозойского цикла сложилась современная структура Передового хребта в виде узких горстов и грабенов. Сложная гамма магматических пород рассматривалась Д. С. Кизевальтером как интрузивные образования, внедрившиеся в конце раннего карбона, в период инверсии.

В начале 70-х годов взгляды на тектонику, магматизм и стратиграфию Передового хребта существенно изменились. Первым толчком к их пересмотру послужило сообщение Ф. М. Дыссы в 1970 г. [Дысса, 1970, 1972] о находке однорядных граптолитов в поле глинистых сланцев на р. Гидам, левом притоке р. Теберды. Открытие верхнесилурийских пород в отложениях, считавшихся нижнекаменноугольной кольтюбинской свитой, потребовало пересмотра ее объема и правомерности отнесения к нижнему карбону пространственно связанным с нею немых толщ. Вскоре оказалось, что породы силура в Передовом хребте находятся в аллохтонном залегании. С этого момента на территории Передового хребта начинается выделение тектонических покровов. На существование полого падающих разрывных нарушений впервые указал Г. И. Баранов [1967, 1971]. Он предположил надвиговый характер контакта кристаллических сланцев Блыбского антиклинория и зеленокаменных пород девона. Такое же разрывное нарушение выделялось им на хребте Дженту, на контакте известняков и кристаллических сланцев.

В 1974 г. И. И. Греков, С. М. Кропачев, С. П. Момот и Т. Н. Корень выделили Марухский покров и в его составе несколько пластин, сложенных кремнисто-терригенными верхнесилурийскими отложениями, песчано-сланцевыми среднедевонскими отложениями

с отдельными горизонтами карбонатов и толщей, состоящей из зеленых пльчатых сланцев тебердинской свиты и базальтовых порфиритов карабекской свиты.

В том же году Г. И. Баранов и И. И. Греков выделили Ацгаринский покров, в состав которого включили кристаллические сланцы и амфиболиты, обнажающиеся в между-речье рек Малая Лаба — Кяфар.

В. Е. Хаиным [Khain, 1974; Хаин, 1975] тогда же было высказано предположение, что в уруштенском комплексе Г. Д. Афанасьева могут находиться реликты океанической коры и что взгляд на тектоническую позицию этого комплекса нуждается в ревизии.

А. А. Белов и В. Л. Омельченко [1976] вскоре сделали следующий шаг в изучении структуры и магматизма зоны Передового хребта. Они пришли к важному выводу, что «уруштенский интрузивный комплекс представляет собой объединение разновозрастных магматических, реститовых и метасоматических образований, которое не соответствует ни определению интрузивного комплекса, ни конкретным магматическим формациям». А. А. Белов и В. Л. Омельченко выделили офиолитовый комплекс Передового хребта, показали аллохтонный характер его залегания и включили пластину офиолитов в состав Марухского покрова. Районы развития пород офиолитового комплекса были перекартированы В. Л. Омельченко с использованием детальных карт Г. А. Михеева, В. Ф. Сидоренко и др.

В 1976 г. была опубликована книга «Геология Большого Кавказа» под редакцией Г. Д. Ажгирея, в которой нашли отражение новые данные по стратиграфии, магматизму и истории геологического развития Большого Кавказа. Передовому хребту в этой книге посвящена глава, написанная Г. И. Барановым и С. М. Кропачевым. Исследованием магматизма и тектоники зон Передового и Главного хребтов, петрохимии вулканогенных образований занимались в последние годы сотрудники Геологического института АН Грузинской ССР Ш. А. Адамия, И. Д. Шавишвили, М. А. Кекелия, Т. Н. Мгелишвили, Г. К. Цимакурдзе, Т. Г. Чхотуа, Г. Д. Думбадзе.

Изучение магматических образований зоны Передового хребта проводили сотрудники ИГЕМа АН СССР С. В. Чесноков и И. С. Красивская. В работах Ю. Я. Потапенко и его соавторов было помещено много новых данных о строении восточных районов зоны Передового хребта [Потапенко, 1980; Потапенко и др., 1976, 1977; и др.]. На основании новых данных, полученных в последние годы, многие исследователи высказывают мысль о существовании на территории Большого Кавказа бассейна или нескольких бассейнов с корой океанического типа. Такие представления были высказаны В. Е. Хаиным [Khain, 1974; Хаин, 1975], А. А. Беловым и В. Л. Омельченко [1976], Г. И. Барановым и И. И. Грековым [1978, 1980, 1982], А. А. Ковалевым и Ю. В. Карякиным [1977] Ш. А. Адамия, И. Д. Шавишвили и их соавторами [1979; и др.], Абесадзе и др. [1980, 1982], Архиповым и др. [1980], Е. В. Хаиным [1979]. Перечисленными выше авторами были опубликованы модели, иллюстрирующие возможную историю развития Большого Кавказа в палеозое. Общим для всех этих моделей является предположение, что на рассматриваемой территории в палеозойское время существовал бассейн, который являлся частью обширного палеозойского океана — Палеотетиса. Предполагается также, что северный край этого бассейна представлял собой активную континентальную окраину западно-тихоокеанского типа.

Большие успехи были достигнуты также и в области стратиграфии. С 1973 г. в зоне Передового хребта проводил стратиграфические исследования Л. Д. Чегодаев. Он обнаружил и проследил вдоль зоны Передового хребта не только верхне-, но и нижнесилурийские отложения. Более чем в 400 точках он нашел остатки фауны различных горизонтов среднего палеозоя. На основании этих новых находок Л. Д. Чегодаев составил новую, существенно дополненную и пересмотренную стратиграфическую схему Передового хребта, которая и используется автором в настоящей работе.

Материалы последних лет по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа и 2-го семинара по геодинамике Кавказа (Ессентуки, 1980 г.; Тбилиси, 1982 г.). Г. И. Баранов и И. И. Греков предложили новую схему тектоники Большого Кавказа, выделив в его пределах две системы покровов. Подробно об этой схеме будет сказано в главе IV настоящей работы.

ГЛАВА ВТОРАЯ
**ПОЛОЖЕНИЕ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА
В СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА**

При пересечении Центрального и Западного Кавказа в направлении с севера на юг обычно выделяются следующие структурно-формационные зоны: Бечасынская, Передового хребта, Главного хребта, Южного склона (рис. 1 и 2).

БЕЧАСЫНСКАЯ ЗОНА

Основание этой зоны сложено палеозойскими и докембрийскими отложениями, которые выступают из-под чехлы мезозойских пород в Хасаутском антиклинории и в узкой полосе выходов по долине р. Малка.

По р. Малка на метаморфические сланцы предположительно верхнедокембрийской хасаутской серии с угловым несогласием и базальным конгломератом в основании налегает обломочная урлешская свита, выделенная Д. С. Кизевальтером в 1958 г. и отнесенная им к силуру. По его мнению, силурийские отложения в бассейне среднего течения р. Малка делятся на две согласно залегающие свиты. Нижняя — урлешская — сложена розовыми и зеленоватыми песчаниками аркозового состава, верхняя — лахранская — состоит из аргиллитов и филлитов в нижней части и мощной (более 160 м) пачки известняков в верхней. Д. С. Кизевальтер относил лахранскую свиту к верхам верхнего силура и указывал на постепенный переход между вышеупомянутыми свитами.

В 1963 г. Ю. Я. Потапенко и С. П. Момот повторили сборы среднекембрийских трилобитов в «свободно лежащей глыбе» известняка, найденной ранее А. П. Герасимовым [1916], и пришли к выводу, что они происходят из известняковых галек горизонта внутриформационных конгломератов лахранской свиты, а сама лахранская свита имеет кембрийский возраст. Контакт между урлешской и лахранской свитами описан Ю. Я. Потапенко как тектонический.

В 1975—1979 гг. в долине р. Малка проводил исследования Л. Д. Чегодаев [1977]. Он собрал многочисленные остатки граптолитов, конодонтов, фораминифер и другую фауну и заново закартировал описываемую территорию. Эти исследования показали, что к лахранской свите ранее относились два тектонически совмещенных, разновозрастных и разнофациальных разреза силура.

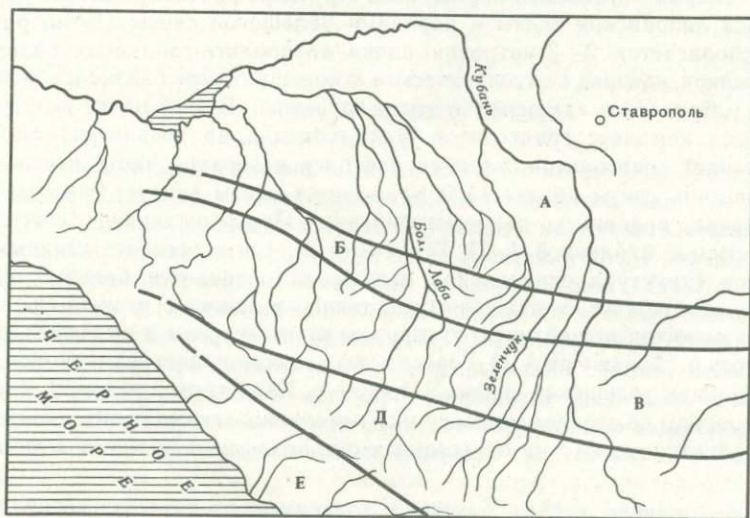
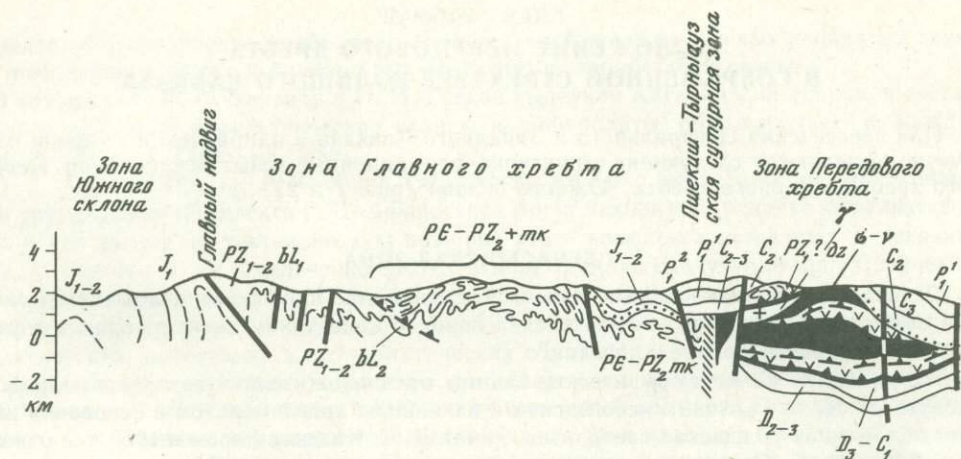


Рис. 1. Схема расположения структурно-формационных зон Большого Кавказа

А — Бечасынская зона; Б — Андрюжско-Тоханская зона; В — зона Передового хребта; Д — зона Главного хребта; Е — зона Южного склона



Р и с. 2 Геологический профиль через Большой Кавказ по меридиану р. Кыфар ([по Адамия и др., 1980] с изменениями)

Первый тип разреза представлен известняками, известково-глинистыми сланцами и кварц-полевошпатовыми песчаниками, которые отнесены Л. Д. Чегодаевым в нижней части к урлешской свите, а в верхней, существенно карбонатной — к основанию лахранской свиты. Карбонатная часть разреза (лахранская свита) формировалась, по данным этого автора, от раннелудловского времени до эйфельского века включительно.

Во втором типе разреза (уллулахранская свита по Л. Д. Чегодаеву) резко преобладают в различной степени филлитизированные алевролитоглинистые сланцы, которые содержат прослои песчаников, кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев, редко прослои и линзы известняков. По находкам граптолитов возраст глинисто-сланцевой толщи датируется временем от раннего лландовери до раннего лудлова.¹ Стратиграфические контакты между карбонатной толщей силура — среднего девона и сланцевой толщей силура нигде не наблюдались. В большинстве случаев контакт закрыт, а там, где этот контакт виден, толщи граничат между собой по крутым тектоническим контактам или надвигам.

Л. Д. Чегодаевым установлен нормальный стратиграфический контакт между карбонатной толщей лахранской свиты и породами урлешской свиты (I тип разреза). На контакте располагается 2—3-метровая пачка алевролитоглинистых сланцев с прослоями песчаников, которая в литологическом отношении более близка к урлешской свите и может рассматриваться как верхняя часть последней. В этой пачке вышеупомянутым автором найден комплекс граптолитов, указывающий на поздневенлокский возраст. Учитывая возраст граптолитов, располагающихся в верхней части свиты и большую видимую мощность свиты (более 1500 м), возраст свиты следует считать, по мнению Л. Д. Чегодаева, ордовикско-раннесилурийским. Происхождение «одинокое лежащей глыбы» известняка, найденной А. П. Герасимовым, так и осталось неясным.

Внутренняя структура силурийских отложений отличается большой сложностью. Породы сланцевой толщи смяты преимущественно в лежащие изоклинальные складки. Наблюдается значительное количество горизонтальных срывов и надвигов (рис. 3). Так, на правом борту р. Малка еще А. П. Герасимовым описан надвиг известняков лахранской свиты на песчаники урлешской свиты. В долине р. Хасаут, по данным Л. Д. Чегодаева, терригенные породы со среднелландовериjsкими и венлокскими граптолитами залегают, по-видимому, тектонически² на известняках с конодонтами нижнего девона.

¹ По последним данным Л. Д. Чегодаева (устное сообщение), в сланцевой толще содержатся ископаемые остатки, которые указывают на ее формирование в интервале времени от раннего лландовери до раннего эйфеля.

² Л. Д. Чегодаев не указывает на тектонический контакт.



Таким образом, в Бечасынской зоне тектонически совмещены два разнофациальных разреза силура, образовавшихся в различной палеогеографической обстановке (рис. 4).

В Бечасынской зоне известны два крупных массива гипербазитов — Малкинский и Беденский. Оба эти массива представляют собой тектонические пластины, надвинутые на силурийские отложения (Малкинский массив) или на палеозойские граниты (Беденский массив).

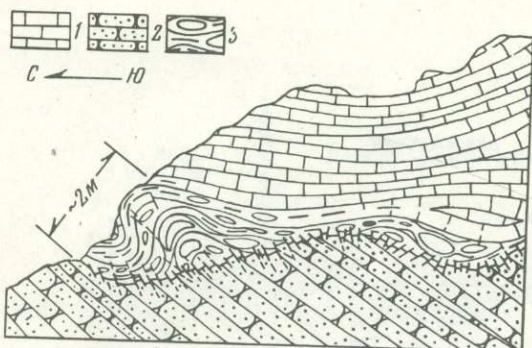
Малкинский массив имеет большие размеры (10 × 45 км). По геофизическим данным (аэромагнитной метод) он представляет собой бескорневое тело небольшой мощности. Серпентиниты граничат практически повсеместно с породами сланцевой толщи силура. Контакт, судя по геологическим картам, проходит почти горизонтально, и в его зоне наблюдаются маломощные милониты. Следы горячего воздействия на окружающие породы отсутствуют. Беденский массив разрушен несколькими скважинами и имеет среднюю мощность 100—150 м. По материалам геологов СКПГО (В. Ф. Сидорченко, Г. Л. Донченко и др., 1968 г.) по контакту массива наблюдаются зоны повышенного катаклаза пород. Массивы серпентинитов перекрываются чехлом мезозойских отложений.

Бечасынская зона граничит с юга с Андриюско-Тоханской зоной и зоной Передового хребта. Подробное описание последних двух зон будет дано в следующих главах настоящей работы.

ЗОНА ГЛАВНОГО ХРЕБТА

Эта тектоническая зона сложена главным образом метаморфизованными породами палеозойского и, возможно, частично докембрийского возраста. Она ограничена с севера Тырнауз-Пшекишским разломом и с юга — Главным надвигом Кавказа. Этот надвиг представляет собой разрыв, по которому древние кристаллические породы надвинуты на нижнеюрские отложения складчатой системы Южного склона. Палеозойские отложения Главного хребта представлены разнообразными кристаллическими сланцами, гнейсами и амфиболитами. В их составе М. Л. Сомин [1971] выделяет три метаморфические серии: буульгенскую, макерскую и лабинскую. Они перекрываются с резким несогласием моласой среднего-верхнего карбона и метаморфизованными аспидными сланцами лейаса. Доверхнепалеозойские кристаллические сланцы и амфиболиты включают крупные тела верхнепалеозойских гранитоидов, которые варьируют по составу от плагиогранитов до аляскинтов.

Разрез метаморфического комплекса Главного хребта изучался Ш. А. Адамия, Г. И. Барановым, Г. М. Заридзе, Ю. Я. Потапенко, М. Л. Соминым и многими другими геологами. При его описании мы будем пользоваться в основном материалами М. Л. Сомина [1971], так как они наиболее обоснованы фактическим материалом.

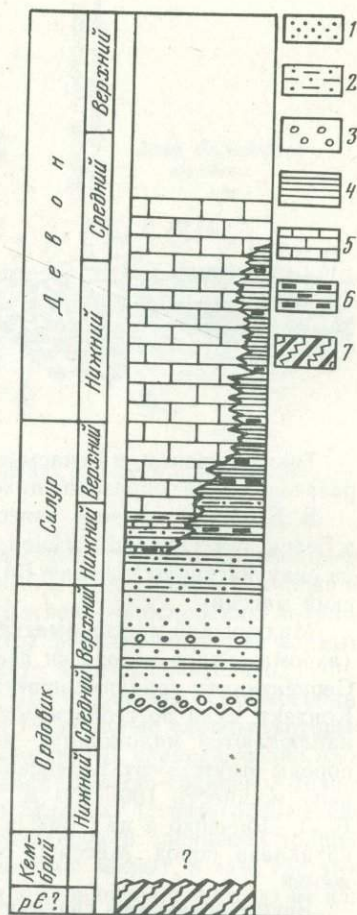


Р и с. 3 Надвиг известняков лахранской свиты на песчаники урлешской свиты в правом борту р. Малка (Бечасынская зона)

1 — известняки; 2 — аркозовые песчаники; 3 — зона дробления

Р и с. 4 Сводная стратиграфическая колонка отложений Бечасынской структурно-формационной зоны (по Л. Д. Чегодаеву)

1 — аркозовые песчаники; 2 — алевролиты; 3 — конгломераты; 4 — глинистые и алевролитоглинистые сланцы; 5 — известняки; 6 — кремни; 7 — метаморфические сланцы хасаутской серии



В видимом основании разреза зоны Главного хребта залегает буульгенская серия, выделенная М. Л. Соминым и разделенная им на две свиты — гвандринскую и клычскую. Гвандринская свита залегает в основании разреза, и в ее составе доминируют метатерригенные, биотитсодержащие породы. Кроме того, встречаются биотит-рогообманковые гнейсы и амфиболиты. Амфиболиты образуют местами тончайшие прослои внутри гранат-биотитовых сланцев и гнейсов. Максимальная видимая мощность свиты достигает 2000 м. Гвандринская свита согласно перекрывается клычской, в составе которой резко преобладают амфиболиты, присутствуют также кварц-биотитовые сланцы и парагнейсы. В верхней части свиты кварц-мусковитовые сланцы чередуются с амфиболитами в виде тонких (первые сантиметры) прослоев. Мощность свиты около 1000 м. Вопрос о первичной природе амфиболитов, принимающих участие в разрезах клычской и гвандринской свит, до настоящего времени остается не до конца ясным. М. Л. Сомирн предпологает, что преобладающая часть амфиболитов образовалась за счет туфов основного и среднего состава. Кроме того, присутствуют амфиболиты по мергелям и терригенно-карбонатным породам.

В ядре Клычской синклинали, по данным М. Л. Сомина, Ш. А. Адамия [Belov et al., 1978] и Г. И. Баранова [1979, 1980], на буульгенскую серию надвинута макерская серия, сложенная преимущественно метатерригенными породами — светлыми слюдястыми кристаллическими сланцами и парагнейсами. Общая видимая мощность серии более 2000 м. Породы буульгенской и макерской серий метаморфизованы в амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

На западе зоны Главного хребта, в бассейнах рек Дамхурц, Санчаро, Лаштрак, Мамхурц, породы макерской серии перекрываются согласно, без видимых следов перерыва породами лабинской серии, которая подразделяется на четыре свиты (снизу вверх): мамхурцевскую, дамхурцевскую, аджарскую и лаштракскую. В мамхурцевской свите преобладают тонкополосчатые амфиболовые плагиогнейсы, образовавшиеся по терригенным породам, а также амфиболиты и порфиритоиды, возникшие по вулканогенным породам. Присутствуют также микрогнейсы, которые являются, по-видимому, продуктом

метаморфизма туфов основного состава. Выше залегает дамхурцевская свита, в основании которой находится пачка конгломератов с галькой плагиогранитов и пород нижележащих серий. Выше этой пачки обнажаются кварц-биотитовые и кварц-слюдяные сланцы. Общая мощность свиты около 400 м. В составе вышележащей лаштракской свиты преобладают слюдяные сланцы, мраморы и амфиболиты. Венчает разрез аджарская свита, сложенная кварцитами, амфиболитами, образовавшимися по вулканогенным породам, слюдяными сланцами и мраморами. Последние имеются также в верхней части разреза мамхурцевской свиты и в дамхурцевской свите (рис. 5).

В горизонте мраморов аджарской свиты Ю. Я. Потапенко и С. Т. Стукалина [1971] обнаружили неопределимые остатки криноидей. Позднее Л. Д. Чегодаев (1979 г.) нашел остатки криноидей также в мраморах, принадлежащих мамхурцевской и дамхурцевской свитам. Все эти находки определенно указывают на палеозойский возраст пород лабинской серии. Возраст макерской серии можно предполагать лишь по косвенным данным. Основываясь на том, что лабинская серия залегает на макерской без видимого структурного, метаморфического и стратиграфического несогласия, М. Л. Сомин [1971] предполагает, что возраст самых нижних частей метаморфического комплекса не древнее раннего палеозоя. Менее ясным остается вопрос о возрасте буульгенской серии, так как соотношения ее с макерской серий тектонические. Ранее многие авторы помещали ее в основание разреза Главного хребта. В настоящее время М. Л. Сомин, Ш. А. Адамия считают, что буульгенская и лабинская серии, скорее всего, одновозрастны и что различия в их разрезах обусловлены фаціальными изменениями. Они предложили объединить эти серии в единую лабино-буульгенскую серию.

Также неясным в геологии зоны Главного хребта остается вопрос о возрасте и структурном положении метаморфизованных гипербазитов, габброидов и плагиогранитов, приуроченных к выходам вышеописанных серий. Все эти породы О. Ш. Надарейшвили [1978] предложил объединить в офиолитовый пояс зоны Главного хребта и относить их к единой габбро-гипербазитовой формации. По его мнению, они являются продуктами инициального магматизма каледонской эвгеосинклинали Главного хребта.

По данным О. Ш. Надарейшвили, гипербазиты офиолитового пояса Главного хребта представлены дунитами, верлитами и пироксенитами, а габброиды — метаморфизованными эвкритами, габбро-норитами и габбро-амфиболитами. По его мнению, гипербазиты обычно образуют согласные с вмещающими породами силловидные и линзовидные тела, окаймленные габброидами.

Наиболее крупный массив, известный в зоне Главного хребта, — Намшихский. Он расположен в верховьях одноименной речки, которая впадает в р. Гвандра, напротив летника Миндори. Длина массива около 3 км, ширина достигает 1,5 км. Наиболее подробно он закартирован и описан в работах О. Ш. Надарейшвили [1978, 1979], по данным которого Намшихский массив имеет зональное строение. В его центральной части располагаются верлиты и оливиниты, встречаются переходные разности. Вся внешняя часть массива сложена клинопироксенитами, в различной мере серпентинизированными и амфиболитизированными. Непосредственно у контакта с вмещающими породами часто наблюдаются горнblendиты. Интенсивность серпентинизации и амфиболитизации обычно убывает от периферии к центру массива.

Намшихский массив располагается в северном крыле Клычской антиклинали, закартированной М. Л. Соминым [1971]. На крыльях этой антиклинали залегают амфиболиты клычской свиты буульгенской серии, а в ее ядре — породы гвандринской свиты. Вмещающей средой массива служат главным образом амфиболиты, которые содержат маломощные прослои гранат-биотитовых сланцев и гнейсов. О. Ш. Надарейшвили в поле выходов пород клычской свиты выделяет Ачапарский габбро-амфиболитовый массив, большая часть которого сложена в различной степени гранитизированными габброидами. Расгнейсованные габбро-амфиболиты, по данным О. Ш. Надарейшвили, имеют согласное с вмещающими кристаллическими сланцами залегание. Ачапарский массив примыкает к Намшихскому с запада и северо-запада.

Большой интерес представляют контакты массива с вмещающими породами, которые были изучены автором летом 1979 г. По контактам с вмещающими породами гипербазиты

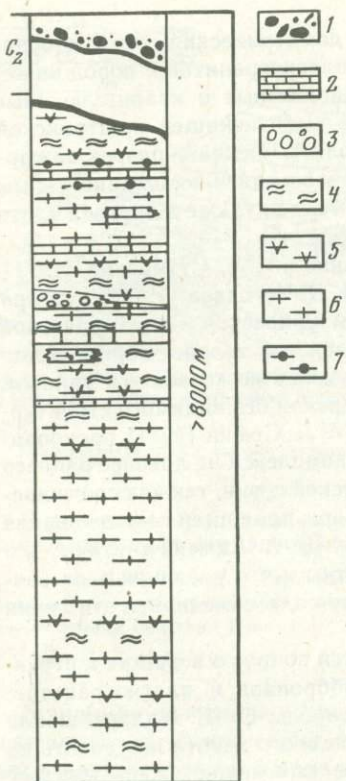


Рис. 5 Сводная стратиграфическая колонка отложений структурно-формационной зоны Главного хребта (по М. Л. Сомину)

1 — конгломераты; 2 — мраморизованные известняки; 3 — метаконгломераты с галькой плаггиогнейсов; 4 — плаггиогнейсы; 5 — амфиболиты; 6 — слюдяные метапелитовые кристаллические сланцы; 7 — апоэффузивные плаггиогнейсы-порфиритоиды

практически полностью серпентинизированы. Здесь же встречены серпентинитовые брекчии и бластомилониты по гипербазитам. Непосредственно у контакта, в серпентинитах, наблюдаются будины или тектонические линзы гранатитов и актинолититов, а также амфиболитов. В контактирующих с породами массива биотитовых и гранат-биотитовых гнейсах видны зоны пластического течения материала, расположенные вдоль контакта. В этих зонах наблюдаются породы, обогащенные гранатом. Взаимоотношения, наблюдаемые на контактах, позволяют говорить о том, что современные контакты массива безусловно тектонические.

Материал, имеющийся в настоящее время по комплексам ультраосновных и основных пород зоны Главного хребта, показывает, что они отличаются от таковых, развитых в зоне Передового хребта по целому ряду признаков. Массивы ультраосновных пород Передового хребта сложены почти целиком серпентинизированными гарцбургитами, крайне редко, в основном на контактах с габброндами, присут-

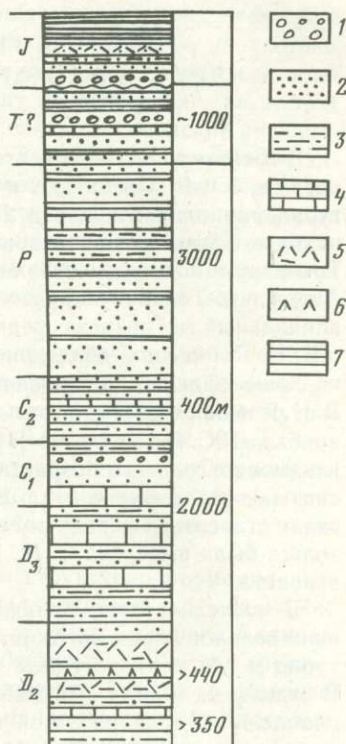
ствуют дуниты и пироксениты. В Главном хребте встречаются массивы, в которых наблюдаются переходы от дунитов к верлитам и клинопироксенитам. В зоне Передового хребта ультраосновные и основные породы занимают вполне определенное структурное положение. Они слагают тектонические покровы, располагающиеся между силурийскими и верхнедевонско-нижнекаменноугольными породами, с одной стороны, и отложениями намюра — среднего карбона — с другой. В зоне Главного хребта эти породы залегают на разных стратиграфических и структурных уровнях, внутри разрезов буульгенской, макерской и лабинской серий. Состав массивов ультраосновных пород зоны Главного хребта меняется не от подошвы к кровле, а от центра к периферийным частям тел, в связи с чем их нельзя сравнивать с породами так называемого полосчатого комплекса, который является характерным для офиолитовых серий; хотя такое сравнение напрашивается, если исходить из состава пород. Комплексы основных и ультраосновных пород Главного хребта не следует, как мне кажется, объединять до получения новых данных в офиолитовую ассоциацию пород, как это делает О. Ш. Надарейшвили. Массивы этих пород обнаруживают определенное сходство по строению с концентрически зональными интрузиями.

Заканчивая описание зоны Главного хребта, следует еще раз подчеркнуть, что многие вопросы в геологии этой зоны остаются открытыми. Основываясь на данных М. Л. Сомина, Ш. А. Адамия, Г. И. Баранова и других исследователей, можно полагать, что эта зона, так же как и зона Передового хребта, имеет сложное покровно-складчатое строение. Однако значение покровных структур в строении этой зоны пока неясно. Также неясен генезис ультраосновных и основных пород, участвующих в строении метаморфических комплексов.

Очень важным является также вопрос о возможном присутствии в зоне Главного хребта докембрийских образований. Если для лабино-буульгенской серии можно предполагать с достаточной определенностью палеозойский возраст, то возраст подстилающей ее макерской серии остается под вопросом. Присутствие гранулитов в ее разрезе, а также

Рис. 6 Сводная стратиграфическая колонка отложений зоны Южного склона (по А. А. Белову и М. Л. Сомину)

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — известняки; 5 — туфы и туфопесчаники; 6 — андезиты и андезито-базальты; 7 — глинистые сланцы



отдельные докембрийские датировки изотопного возраста позволяют предполагать, что в ее составе могут участвовать докембрийские породы.

В связи с вышеизложенным можно предположить, что взгляды на стратиграфию и структуру рассматриваемой зоны в ближайшее время могут существенно измениться.

ЗОНА ЮЖНОГО СКЛОНА

На южном склоне Большого Кавказа палеозойские отложения известны в ядре Сванетского антиклинория, где они выделяются в десскую серию.

Первая детальная стратиграфическая схема десской серии была составлена В. И. Славным, М. Л. Соминим и Ю. Г. Моргунным в 1962 г. Эти авторы на основании палеонтологических данных показали, что десская серия представляет собой непрерывный разрез пород от девона до триаса включительно. В дальнейшем в изучении серии принимали участие Ш. А. Адамия, Г. А. Чихрадзе, А. А. Белов и другие исследователи. П. Д. Гамкрелидзе, Ш. А. Адамия, Г. А. Чихрадзе и Ш. И. Джавахишвили [1976] опубликовали сообщение о новых находках фауны и высказались в пользу того, что в Сванетии наблюдается непрерывный разрез пород от палеозоя до лейаса. А. А. Белов и М. Л. Сомин [1964] вскоре опровергли это мнение и на основании детального картирования показали, что лейас отделен от более древних пород поверхностью структурного, метаморфического и стратиграфического несогласий.

Девонские и нижнекаменноугольные отложения десской серии представлены терригенными толщами, которые характеризуются незакономерным чередованием пелитовых и алевро-псаммитовых образований при резко подчиненной роли карбонатных пород. Характер этого разреза нарушается только среднедевонской утурской свитой, сложенной метаморфизованными вулканитами основного и среднего состава. Общая мощность серии около 7000 м (рис. 6).

Структура доюрских отложений Сванетского антиклинория характеризуется, по данным М. Л. Сомина [1971], линейными, сильно сжатыми или изоклиральными и веерообразными складками с вертикальными или наклоненными на юг осевыми плоскостями. Крупные складки с размахом крыльев до 7 км осложнены мелкой складчатостью и интенсивной пloyчатостью и нарушены разрывами, параллельными осям складок и нормальными к ним.

Кроме рассмотренных выше зон к северу от зоны Передового хребта, нами выделяется еще одна структурно-формационная зона — Андрюкско-Тоханская, к описанию которой мы переходим ниже.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
АНДРЮКСКО-ТОХАНСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ

В составе зоны Передового хребта Д. С. Кизевальтером, И. И. Грековым, Л. Д. Чегодаевым, Ю. Я. Потапенко и другими авторами обычно выделялась Тоханская структурно-фациальная подзона. Л. Д. Чегодаев выделил в 1975 г. на основании массовых находок фауны на западе зоны Передового хребта Андриюкскую подзону, а на востоке — Тоханскую подзону, оставляя между ними неизученную территорию, а в 1979 г. — Андриюкско-Тоханскую подзону. Отмечалось, что в ней присутствует особый, миогеосинклинальный тип разреза среднепалеозойских отложений. Большинство геологов, начиная с В. Н. Робинсона, полагают, что сланцевая толща, распространенная в пределах этой подзоны, залегает в основании разреза зоны Передового хребта. Она была выделена В. Н. Робинсоном [1947] в сланцевую свиту. Позднее, в восточной части зоны Передового хребта, Д. С. Кизевальтер [1963] выделил сланцевую толщу в артыкчатскую свиту раннекаменноугольного возраста. После находок И. В. Крутя среди сланцев артыкчатской свиты конгломератов с глыбовыми обломками живетских известняков породы свиты стали относиться к среднему девону. В западной части зоны Передового хребта сланцевая толща была выделена С. М. Кропачевым [1962] в андриюкскую свиту среднедевонского возраста.

В последние годы большинством геологов предполагался ранне-(?)—среднедевонский возраст пород артыкчатской и андриюкской свит. Возраст располагавшейся структурно выше вулканогенной толщи урупской серии принимался как среднедевонский. В отдельных местах — в долинах рек Андрюк, Уруп и Большая Лаба — контакт между сланцевой и вулканогенной толщами рассматривался как стратиграфический.

В последние годы Л. Д. Чегодаев получил новые палеонтологические данные, заставляющие изменить сложившиеся представления. В вулканогенной толще (верхнекызыльская подсвита) им были найдены радиолярии, указывающие на ее раннедевонский возраст. После этих находок встал вопрос о возрасте андриюкской свиты, залегающей структурно ниже вулканогенной толщи. Л. Д. Чегодаев (1976 г.) предполагал ее позднесилурийский — раннедевонский возраст. Позднее в поле распространения сланцевой толщи, на левобережье р. Гидам, в серых алевролитово-глинистых сланцах он нашел остатки среднедевонских псилофитов. Эти находки были повторены и в других местах. Среднедевонский возраст артыкчатской свиты подтвердился и находками конодонтов на реках Малка и Кубань, которые определены как верхнеживетские.

Все эти находки поставили под сомнение вопрос о стратиграфической и структурной позиции пород сланцевой толщи. Решение этого вопроса осложняется, в частности, тем обстоятельством, что породы сланцевой и вулканогенной свит обычно отделены друг от друга крутопадающими разломами. Только в отдельных местах, в левом борту р. Большая Лаба, в балках Андрюк и в бассейне р. Уруп, наблюдаются взаимоотношения, которые позволили многим авторам говорить о нормальном налегании пород вулканогенной толщи на сланцевую. Изучение контактов вышеупомянутых толщ в этих местах автором совместно с Л. Д. Чегодаевым привело к выводу о тектонической природе этих контактов. Вдоль них наблюдается повышенный катаклиз пород, повышенное рассланцевание алевролитов и аргиллитов андриюкской свиты, а также мелкие изоклинные складки. Эффузивы также рассланцованы, вверх и вниз от контакта рассланцовка резко падает и породы становятся массивными. В балке Куцая между описываемыми породами нами наблюдалось структурное несогласие. Следует отметить, что в породах сланцевой толщи широко развита мелкая изоклиная складчатость, которая полностью отсутствует в вулканогенной толще нижнего—среднего девона. По контактам во многих случаях располагаются тела габбро и габбро-диоритов, в которых наблюдаются ксенолиты эффузивов и сланцев. На основании всех этих наблюдений мы пришли к заключению о надвиговой природе контакта между эффузивной и сланцевой толщами. Из этого заключения следует важный вывод о том, что формационные комплексы большей части отложений зоны Передового хребта находятся в аллохтонном залегании на породах сланцевой

толщи Андриюско-Тоханской подзоны. Выходы пород этой подзоны протягиваются узкой полосой от р. Андрюк на западе зоны Передового хребта до р. Баксан на востоке.

Как было показано выше, соотношения между формационными комплексами зоны Передового хребта и Андриюско-Тоханской подзоны всюду тектонические, на западе зоны, в бассейнах рек Андрюк, Большая Лаба и Уруп, ниже-среднедевонские вулканогенные толщи надвинуты на среднедевонские сланцевые отложения Андриюско-Тоханской зоны, на востоке силурийские, девонские и нижнекаменноугольные отложения по крутым разломам общекавказского простирания контактируют с вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями Картджуртской подзоны Передового хребта. Забегая вперед, следует сказать, что образования Тоханской подзоны резко отличаются по своему формационному составу от частью одновозрастных образований всех других подзон Передового хребта.

Исходя из приведенных выше данных, мы считаем, что Андриюско-Тоханскую подзону следует исключить из состава зоны Передового хребта и рассматривать как самостоятельную структурно-формационную зону с тем же названием, занимающую промежуточное положение между зонами Передового хребта и Бечасынской зоной. Выделение Андриюско-Тоханской зоны вызвало ряд возражений со стороны геологов Северо-Кавказского геологического объединения (Г. И. Баранов, И. И. Греков и др.), почему следует на этом вопросе остановиться подробнее и обратить внимание на следующие обстоятельства.

1. Андриюско-Тоханская зона, так же как и остальные структурно-формационные зоны Северного Кавказа, выделяется нами только для среднепалеозойского времени, так как перед верхним палеозоем структурно-формационные зоны Большого Кавказа были тектонически совмещены и в более позднее время развивались рядом друг с другом. Нам представляется, что структурно-формационная зональность Большого Кавказа оформилась в среднем палеозое, перед поздним палеозоем произошли существенные тектонические перестройки. Об этом свидетельствует тот факт, что верхнепалеозойские осадки с несогласием и разрывом ложатся на метаморфизованные и смятые в складки осадочные и интрузивные образования среднего палеозоя.

2. Современные очертания структурно-формационных зон не соответствуют таковым, существовавшим в среднепалеозойское время. Так, породы Андриюско-Тоханской зоны выступают в тектонических окнах из-под тектонически перекрывающих их образований зоны Передового хребта или зажаты в узких тектонических клиньях между разломами. Современные ограничения зоны тектонические, она ограничена целым рядом крутых разломов и надвигов, по которым неоднократно происходили подвижки в позднепалеозойское, мезозойское и кайнозойское время. Вдоль контакта между породами Андриюско-Тоханской зоны и зоны Передового хребта, который проходит в основном по зоне Северного разлома, выделенного Г. Д. Ажгиреем, расположены тектонические линзы серпентинитов, которые, так же как и в других складчатых областях, маркируют древнюю линию совмещения между зонами или шовную зону. На характер этой шовной зоны обращает внимание Ю. Я. Потапенко в работе 1980 г., где он указывает, что зона Северного разлома в палеотектоническом плане может иметь не меньшее значение, чем зона Тырнауз-Пшекишского разлома.

3. В настоящее время не имеется достоверных геологических данных об аллохтонном характере залегания пород Андриюско-Тоханской зоны и поэтому ее формационный комплекс нельзя рассматривать в составе тектонических покровов и пластин, как это делают Г. И. Баранов и И. И. Греков [1980, 1982].

4. Среднепалеозойские разрезы Андриюско-Тоханской зоны и зоны Передового хребта, которые непосредственно соприкасаются друг с другом, существенно отличаются. Например, наиболее характерными для зоны Передового хребта являются девонские вулканогенные комплексы, которым в Андриюско-Тоханской зоне по возрасту соответствуют терригенно-сланцевые образования и которые подстилаются офиолитокластовой олистостромой. Столь резкие различия в разрезах зон нельзя объяснить фациальной изменчивостью, и в связи с этим Андриюско-Тоханскую зону нельзя рассматривать как одну из структурно-фациальных подзон зоны Передового хребта.



Исходя из высказанных выше соображений, мы считаем, что выделение Андриюско-Тоханской зоны вполне правомерно.

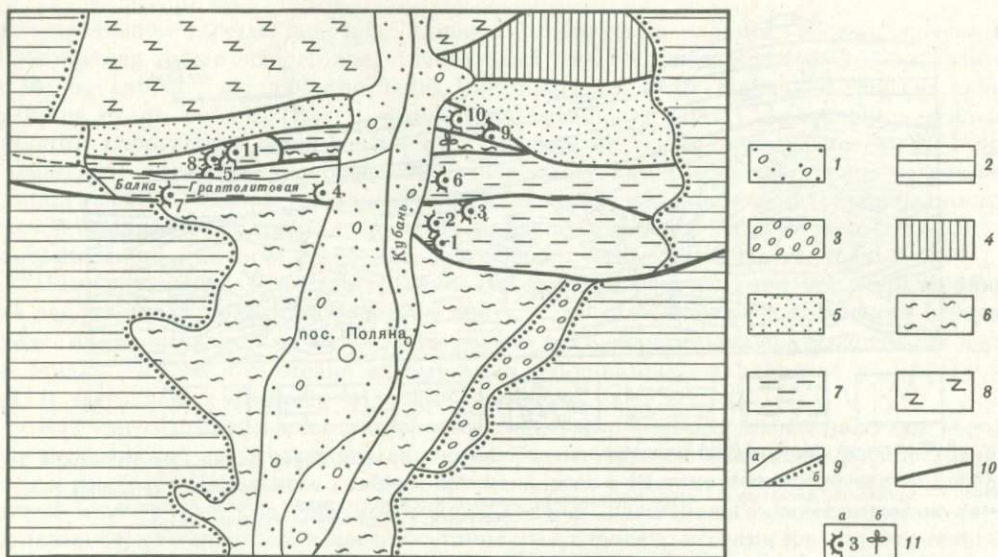
Самым древним образованием зоны является нижнесилурийская (верхний лландовери) кремнисто-вулканогенная толща, обнаруженная Л. Д. Чегодаевым по одному из притоков р. Артыкиат, руч. Ингушли. Их возраст устанавливается по находкам граптолитов в кремнях, прослаивающих шаровые лавы. Нижнесилурийские породы тесно ассоциируют в пространстве с верхнелландоверийско-лудловскими олистостромовыми образованиями. Из-за плохой обнаженности и сложной структуры соотношения между силурийскими образованиями выяснить не удалось, они выступают обычно в виде узких тектонических клиньев и граничат друг с другом и с девонскими образованиями только по тектоническим контактам. Возможны два варианта: либо кремнисто-вулканогенные образования являются автохтонными и фациально замещают олистостромовые, либо они находятся в аллохтонном залегании и представляют собой сохранившиеся от размыва части тектонического покрова, сложенного нижнесилурийскими вулканогенно-кремнистыми породами. Для решения этого вопроса необходимы дальнейшие исследования.

Олистостромовая толща обнаружена автором совместно с Л. Д. Чегодаевым во время полевых работ 1978 г. Наиболее полно эта толща обнажена в левом борту р. Кубань вблизи пос. Поляна. Здесь породы полянской свиты [Чегодаев, 1977] слагают узкую (до 50 м) субширотную полосу выходов и залегают тектонически между породами среднедевонской артыкчатской свиты на юге и отложениями нижнекаменноугольной тоханской свиты на севере (рис. 7).

Мощность олистостромовой толщи, наблюдаемой в левом борту балки Граптолитовой, достигает 50 м. Цементом данной толщи служат мелкочешуйчатые табачно-зеленые и зеленовато-серые аргиллиты и алевролиты, содержащие будинированные прослои полимиктовых песчаников серого цвета, а также внутриформационные линзы глинисто-кремнистых и кремнистых сланцев. В этом цементе «плавают» олистолиты разнообразных пород, среди которых развиты черные, стекловатые, часто слоистые кремни, андезитовые, базальтовые порфириды и их туфы, карбонатизированные и оталькованные гипербазиты и габброиды, зеленые и светло-зеленые массивные кремни, брекчированные известняки (порядок описания по частоте встречаемости). Кроме того, в составе олистостромы присутствуют олистолиты или внутриформационные линзы полимиктовых конгломератов, состоящих из хорошо окатанных обломков галечно-мелкогалунной размерности. Эти конгломераты с галькой серпентинитов были найдены Л. Д. Чегодаевым летом 1974 г., позднее они были детально изучены и описаны в работе Ю. Я. Потапенко и Н. И. Пруцкого [1976]. В составе галек конгломератов этими авторами описываются габбро, диабазы, плагиограниты, оталькованные серпентиниты, листвениты, а также осадочные породы — черные и зеленые кремни, песчаники, единичные глыбы известняков. Эти же авторы высказали предположение, что конгломераты могут представлять собой олистострому. Аргументы в пользу этого предположения не были приведены. По нашим данным, конгломераты не представляют собой олистострому, а залегают в цементе олистостромовой толщи в виде олистолитов мощностью до 5 м, достигая в длину 50 м. Оси олистолитов располагаются по простиранию толщи. В их краевых частях породы более сильно тектонизированы и превращены в конгломератобрекчии и брекчии.

Размеры олистолитов колеблются от первых сантиметров до нескольких десятков метров. Крупные олистолиты обычно удлинены и вытянуты вдоль общего простирания толщи (рис. 8). Они часто тектонизированы (на их поверхности наблюдаются зеркала и борозды скольжения, а также корочки гематита) и имеют вокруг себя шлейфы обломочного материала. Породы олистолитов обычно карбонатизированы и испытали, по-видимому, выветривание в подводных условиях. В цементе толщи часто наблюдаются каскадные складки оползания, оползневые текстуры. По соотношениям между олистолитами и цементом описываемую толщу следует относить к валунно-галечным аргиллитам, по составу обломков — к офиолитокластовым олистостромам по классификациям С. Д. Соколова [1977].

В олистолитах черных кремней Л. Д. Чегодаевым найден представительный комплекс граптолитов (*Gliptograptus* sp. indet., *Monograptus* sp. indet., *Hedrograptus janischewski*



Р и с. 7 Схематическая карта долины р. Кубань в р-не пос. Поляна [по: Чегодаев, 1977]

1—8 — отложения: 1 — четвертичные, 2 — нижней юры, 3 — нижней перми, 4 — каменноугольные, 5 — верхнего девона (тоханская свита), 6 — среднего (?) девона (артыкчатская свита), 7 — верхнелландоверийско-нижнелудловская офиолитокластовая олистостромовая толща, 8 — протерозой; 9 — стратиграфические границы: а — согласные, б — несогласные; 10 — тектонические разрывы; 11 — местонахождения: а — граптолитов и номер находки, б — флоры

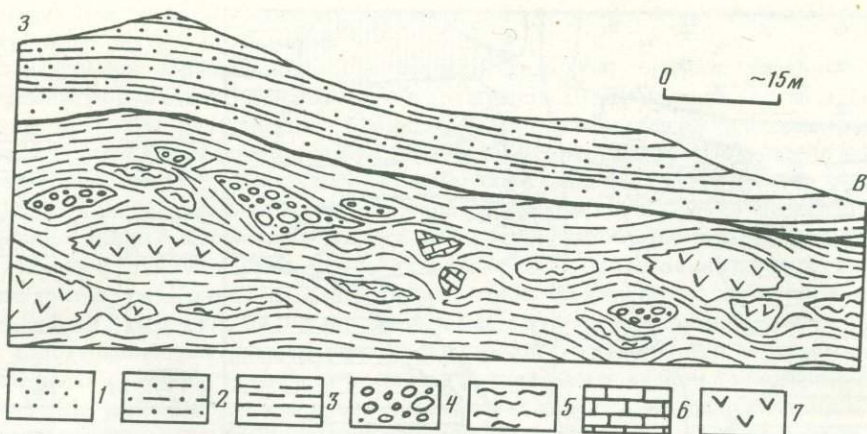
kyi Obut, Rastrites sp., Pernero-graptus cf. tenupraecursor Obut), указывающих на среднелландоверийский возраст (определение Ф. И. Морозовой).

В темно-серых глинистых сланцах цемента толщи Л. Д. Чегодаевым собраны многочисленные остатки граптолитов, указывающих на верхнюю половину верхнего лландовери *Retiolites angustides* (Elles et Wool), *Monograptus* sp., *M. priodon* (Bronn), *Monoclimacis* sp., *Diversograptus* sp., *Oktavites spiralis* Gein, *Oktavites* sp. и др.

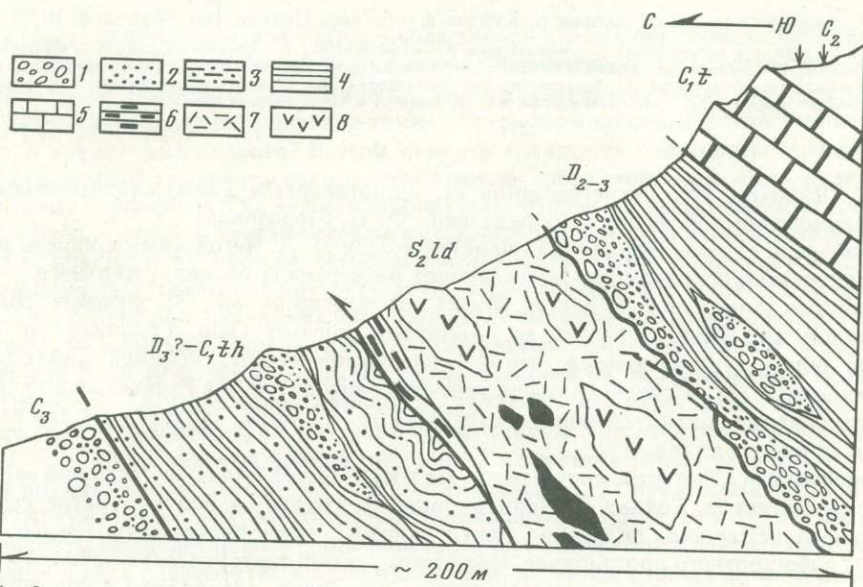
Таким образом, оказывается, что в олистолитах черных кремней наблюдаются отпечатки нижне-(?) — среднелландоверийских граптолитов, а в глинистых и глинисто-кремнистых сланцах цемента толщи — отпечатки граптолитов, характерных для верхней половины верхнего лландовери.

Мы проследили олистостромовую толщу на восток, через долину р. Чучкур в верховья р. Худес, в долину р. Тохана. В правом борту р. Тохана, в полукилометре севернее минерального источника, полянская свита слагает узкую полосу выходов (до 30 м шириной) субширотного простирания. Ее породы с зоной тектонических брекчий и милолитов на контакте надвинуты на пестроцветные песчаники, алевролиты и конгломераты тоханской свиты позднедевонского (?) - раннекаменноугольного возраста (рис. 9). Здесь, так же как и на р. Кубань, толща состоит из сильно перемятых глинистых и кремнисто-глинистых сланцев серого и темно-серого цвета, в которых «плавают» олистолиты карбонитизированных габброидов, порфиритов основного и среднего состава и черных кремней, содержащих многочисленные и разнообразные отпечатки граптолитов зоны *Coronograptus gregarius* среднего лландовери: *Rhaphiograptus toernguistu* (Elles et Wood), *Hedrograptus* sp., *Gliptograptus* sp., *Cofonograptus gregarius* (Larw), *Pristiograptus* cf. *concinus* (Larw), *Demirectrides* sp. и др. (определения Ф. И. Морозовой). Мощность толщи в данном разрезе около 30 м.

Выше по склону олистостромовая толща (см. рис. 9) контактирует по пологому контакту с конгломератами и гравелитами, содержащими многочисленные обломки кремней силурийского облика и других пород, участвующих в строении олистоstroma. По этому контакту наблюдаются тектонические срывы. Конгломераты и гравелиты содержат линзы и прослои серых глинистых сланцев с обильными отпечатками флоры. Выше по разрезу следует преимущественно сланцевая толща артыкчатской свиты, кото-



Р и с. 8 Фрагмент силурийской олистостромовой толщи в правом борту балки Граптолитовой
 1—2 — тоханская свита верхнего девона (?) — нижнего карбона: 1 — песчаники, 2 — переслаивание аргиллитов и алев-
 ролитов; 3 — аргиллиты, алевролиты и кремнисто-глинистые сланцы; 4 — конгломераты с галькой офиолитов; 5 — черные
 кремни с граптолитами нижнего и среднего лландовери; 6 — известняки; 7 — вулканиты основного состава



Р и с. 9 Фрагмент олистостромовой толщи в правом борту р. Тохана
 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — переслаивание аргиллитов и алевролитов; 4 — глинистые сланцы; 5 — известняки;
 6 — черные кремни с граптолитами нижнего лландовери; 7 — глинистые и кремнисто-глинистые сланцы с граптолитами
 лудлова; 8 — вулканиты основного состава; 9 — карбонатизированные габброиды и гипербазиты

рая, по данным Л. Д. Чегодаева, имеет живетский возраст. Подобные соотношения между олистостромовой толщей наблюдаются также в долине р. Теберда вблизи пос. Нижняя Теберда. Здесь также к контакту с олистостромовой толщей подходят конгломераты, переполненные продуктами размыва пород олистостромовой толщи, располагающиеся в основании разреза артыкчатской свиты. Исходя из наблюдаемых соотношений, мы пришли к выводу, что первично-стратиграфические «трансгрессивные» контакты между толщами нарушены более поздними тектоническими подвижками и что, следовательно, артыкчатская свита в пределах Андрюкско-Тоханской зоны перекрывает олистострому.

В глинисто-алевритовых сланцах цемента олистостромовой толщи, в правом борту р. Тохана, Л. Д. Чегодаевым обнаружены плохо сохранившиеся отпечатки граптолитов из сем. Monograptidae силурийского облика. В левом борту р. Тохана, в небольшом

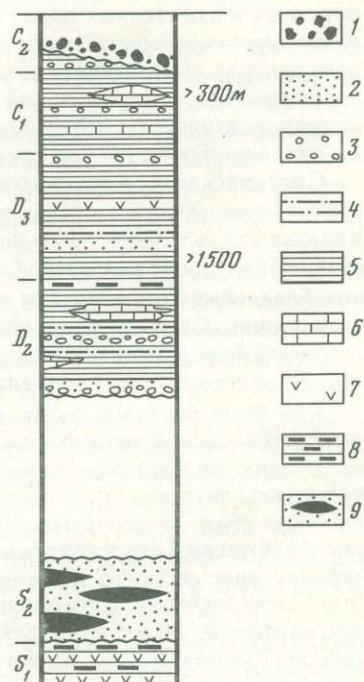
изолированном выходе подобных глинисто-алевритовых сланцев, расположенном на простирании толщи, найден представительный комплекс нижнелудловских граптолитов с *Monograptus* ex. gr. *uncinatus* Tullb, *Bohemograptus* ex gr. *bogemicus* (Barr) *Colonograptus* ex gr. *colonis* (Barr), *Sactograptus chamaera* (Barr), *Lobograptus seanicus* (Tullb), *Lobograptus crenitus* (Wood) и другими формами (определение Ф. И. Морозовой). На основании находок отпечатков граптолитов в цементе олистостромовой толщи на реках Тохана и Кубань четко устанавливается возрастная интервал олистостромовой толщи — от позднего лландовери до раннего лудлова. Самыми молодыми олистолитами толщи являются среднелландоверийские черные стекловатые кремни.

Нами намечено поле распространения силурийской олистостромовой толщи. Крайний на западе выход находится в правом борту р. Теберда, вблизи пос. Нижняя Теберда, далее она простирается на восток через долины рек Кубань и Чучкур в верховья рек Худес и Малка. Эти же отложения вскрываются, по-видимому, и в долине р. Баксан где Л. Д. Чегодаевым отмечены подобные отложения.

Как уже отмечалось, выше по разрезу Андрюкско-Тоханской зоны залегают породы среднедевонской артыкчатской и андрюкской свит. Артыкчатская свита распространена на востоке зоны Передового хребта и протягивается в виде широкой полосы от р. Теберда до р. Баксан. Она сложена монотонной толщей флишондного переслаивания серых и темно-серых глинистых и алеврито-глинистых сланцев, местами филлитизированных, с подчиненными прослоями грубозернистых песчаников, гравелитов, брекчий и глинисто-известковистых сланцев. Видимая мощность свиты достигает 1000 м. На разных стратиграфических уровнях свиты и в ее основании находятся прослои и линзы конгломератов и гравелитов, состоящих из плохо окатанной гальки и обломков черных кремней, местами содержащих граптолиты силура и различных, в основном кремнистых, сланцев. Кроме этих обломков, в конгломератах содержатся продукты размыва пород офиолитового комплекса. В конгломератах, залегающих в правом склоне р. Теберда вблизи пос. Нижняя Теберда и относящимся к разрезу артыкчатской свиты, Ю. Я. Потапенко и Н. И. Пруцким описаны эффузивные породы, габбро и листвениты (кварц-карбонатные породы). В прослоях песчаников ими же отмечены продукты размыва ультрабазитов — пикотит и хромит. Эти конгломераты, залегающие в разрезе артыкчатской свиты, упомянутые авторы ошибочно, на мой взгляд, сопоставляют с верхнесилурийскими конгломератами, обнаруженными в балке Граптолитовой в долине р. Кубань.

Уже отмечалось, что возраст артыкчатской свиты по находкам конодонтов Л. Д. Чегодаев принимает как среднедевонский.

В бассейне рек Уруп и Лаба структурную позицию, аналогичную породам артыкчатской свиты, занимают отложения андрюкской свиты. Эта свита выделялась в стратиграфических схемах Д. С. Кизе-



Р и с. 10 Сводная стратиграфическая колонка отложений Андрюкско-Тоханской структурно-формационной зоны

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — конгломераты с галькой черных кремней и вулканических пород; 4 — алевриты; 5 — глинистые сланцы; 6 — известняки; 7 — вулканиты основного состава; 8 — кремни; 9 — офиолитокластовая олистостромовая толща

вальтера, С. М. Кропачева и И. В. Крутя и сложена главным образом темно-серыми филитизированными сланцами, которым подчинены прослой метаморфизованных песчаников, черных кремнистых сланцев и конгломератов. С осадочными отложениями тесно связаны выходы плагиоклазовых порфиритов и фельзитов, которые большинство исследователей считают субвулканическими образованиями. Подошва свиты нигде не обнажается, верхняя граница свиты повсюду тектоническая.

На разных стратиграфических уровнях свиты наблюдаются прослой и линзы конгломератов, содержащих обильную гальку черных кремней силура. Часто галька плохо окатана. В отдельных гальках конгломератов андрюкской свиты, по балке Андрюк, Л. Д. Чегодаев (1977г.) обнаружил отпечатки силурийских граптолитов.

Г. Д. Афанасьевым и его соавторами [1963] в устье руч. Гудок, левого притока р. Власенчиха, в породах свиты найдены одиночные четырехлучевые кораллы, которые более определенно указывают на среднедевонский возраст андрюкской свиты.

О среднедевонском возрасте андрюкской свиты говорит также и ее полное литологическое сходство с артыкчатской свитой. Их различает только степень изменения пород. Очень характерно для разрезов этих двух свит наличие прослоев конгломератов и гравелитов с галькой кремней силура и кремнистых сланцев. Поэтому эти свиты следует рассматривать как единую средне-верхнедевонскую сланцевую толщу Передового хребта.

Артыкчатская свита, сложенная монотонной толщей глинистых сланцев, перекрывается верхнедевонскими и нижнекаменноугольными терригенно-карбонатными образованиями, на которых с резким угловым несогласием и размывом располагаются верхнепалеозойские отложения. Структура пород зоны обычно крайне сложная; силурийские, девонские и нижнекаменноугольные толщи граничат по крутым разломам, имеют крутые залегания и смяты в мелкие изоклиналильные складки.

Таким образом, в основании разреза отложений Андрюкско-Тоханской зоны находятся нижнеландоверийские кремнисто-вулканогенные образования, которые могли формироваться в условиях практически нерасчлененного рельефа в глубоководной обстановке, о чем свидетельствуют прослой кремней в шаровых лавах (рис. 10).

Состав верхнеландоверийско-нижнелудловских отложений, в которых присутствуют терригенные породы и горизонты олистостромов, показывает на существование рельефа и беспокойные условия осадконакопления. Присутствие в обломках тектонически переработанных и измененных пород офиолитового комплекса говорит о том, что этапу накопления олистостромовых толщ предшествовал этап деформаций (рубеж раннего и позднего силура), в результате которого возник расчлененный рельеф, разрушение которого сопровождалось оползневыми процессами. В сферу подводного размыва поступали породы меланократового фундамента, обнажающиеся в выступах рельефа и залегающие на них нижнесилурийские кремни и базальты.

Силурийская олистостромовая толща с ее тектонизированными олистолитами является первым свидетельством того, что формирование современной структуры Большого Кавказа могло начаться уже на рубеже раннего и позднего силура. Средне-верхнедевонские отложения артыкчатской свиты, перекрывающие силурийские, содержат в основании базальные конгломераты с галькой черных кремней силура и пород офиолитовой ассоциации. Состав обломочного материала конгломератов показывает, что среднедевонские породы накапливались непосредственно на силурийских и что последние в течение раннедевонского времени размывались в подводных условиях.

Как было показано выше, соотношения между формационными комплексами Андрюкско-Тоханской зоны и зоны Передового хребта повсюду тектонические и в западной части этих зон расположенные к югу комплексы надвинуты на северные. Формационные комплексы двух зон резко отличаются. Трудно ожидать столь резкие фациальные изменения на столь близком расстоянии, поэтому мы считаем, что первоначально образования Андрюкско-Тоханской зоны и зоны Передового хребта находились на некотором расстоянии друг от друга и затем перед началом среднего карбона или несколько ранее были тектонически совмещены. Результатом этого совмещения явилось частичное тектоническое перекрытие северных комплексов южными, поэтому отложения Андрюкско-Тоханской зоны являются автохтонными (параавтохтонными) для образований аллохтонного комплекса зоны Передового хребта.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ
ГЕРЦИНСКАЯ ПОКРОВНАЯ СТРУКТУРА
И ОФИОЛИТЫ ЗОНЫ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА

Передовой хребет как тектоническая зона был впервые выделен В. Н. Робинсоном в 1932 г. под названием «палеозойской тектонической зоны».

Зона Передового хребта располагается между Андрюкско-Тоханской зоной и зоной Главного хребта и протягивается от р. Белой до р. Баксан на расстояние примерно 300 км. Она в целом параллельна зоне Главного хребта и имеет в плане линзовидную форму. Максимальной ширины — 24 км она достигает на меридиане р. Лаба. К востоку она постепенно тектонически выклинивается и в бассейнах рек Малка и Баксан ее ширина нигде не превышает 5 км.

С юга зона Передового хребта граничит с зоной Главного хребта по целому ряду разломов, входящих в состав Пшекиш-Тырнаузской шовной зоны. Вдоль этих разломов расположены тела гипербазитов, габбро, габбро-диоритов, сиенит-диоритов и тектонические клинья кристаллических сланцев, а также известняков и вулканитов девона и нижнего карбона.

С севера зона Передового хребта соприкасается с Андрюкско-Тоханской зоной, в отдельных местах — прямо с Бечасынской зоной Предкавказья. Граница проходит либо по зоне так называемого Северного разлома, выделенного Г. Д. Аджиреем, либо чаще всего скрыта под покровом юрских отложений. Вдоль Северного разлома наблюдаются тектонические клинья серпентинитов и других пород. В восточной части выходов пород зоны образования Передового хребта по ряду молодых взбросов и надвигов надвинуты на юрские отложения. Границы Передового хребта хорошо выражены только для среднепалеозойских отложений, так как в более позднее время рассматриваемая область составляла уже единое целое с зонами Главного хребта, Бечасынской и Андрюкско-Тоханской.

В ядре зоны Передового хребта, которая в целом имеет синклинорное строение, залегают средне- и нижнепалеозойские отложения, которые перекрываются молассой верхнего палеозоя и триаса, а затем моноκлинално залегающим чехлом юрских и меловых пород («Моноклиналль северного склона»).

Вплоть до недавнего времени (начала 70-х годов) зона Передового хребта рассматривалась как сравнительно простая структура с типичной германотипной или блоковой тектоникой, с системой пологих антиклиналей и синклиналей, разбитых нижнекаменноугольными, предъюрскими и неоген-четвертичными крутопадающими разломами. Доверхнепалеозойские магматические образования большинством авторов считались нижнекаменноугольными. Только отдельные геологи, и в частности Г. И. Баранов и С. М. Кропачев, указывали на существование в пределах рассматриваемой зоны пологих разрывных нарушений, клиппенов и опрокинутых складок.

С начала 70-х годов начался пересмотр взглядов на геологию Передового хребта. Здесь были обнаружены ранее неизвестные силурийские отложения. Вскоре выяснилось, что они залегают в тектонических покровах на фамен-турнейских отложениях.

Г. И. Барановым, И. И. Грековым и С. М. Кропачевым [1974] были выделены Марухский и Ацгаринский тектонические покровы. В последние годы Г. И. Баранов и И. И. Греков [1978, 1980, 1982] на Северном склоне Большого Кавказа выделили три системы тектонических покровов краевого офиолитового аллохтона. В нижнюю систему покровов входят Тоханский и Верхнекубанский покровы, включающие отложения Андрюкско-Тоханской зоны (по систематике, принятой в данной работе) и верхнекубанскую свиту Бечасынской зоны [Баранов, Кропачев, 1976], в среднюю систему — Кызылкольский покров (девонские и нижнекаменноугольные отложения зоны Передового хребта), Лаштракский покров (лаштракская свита зоны Главного хребта) и Лахранский покров (лахранская свита Бечасынской зоны). В верхнюю систему покровов включены Марухский покров [Греков и др., 1974], Дамхурцевский покров (дамхурцевская свита зоны Главного хребта) и Хасаутский покров (хасаутская серия Бечасынской зоны).

Упомянутыми авторами выделена также система покровов сиалического аллохтона, включающая три покрова: Макерский покров (Макерская серия зоны Главного хребта), Ацгаринский и Кыртыкский покровы (по Г. И. Баранову).

К сожалению, схема, предложенная упомянутыми авторами, мало обоснована фактическим материалом. Не оговорены объемы и состав покровов, не приведены обоснования и доказательства их выделения, не указаны районы распространения пород, слагающих покровы. Со многими положениями схемы, предложенной Г. И. Барановым и И. И. Грековым, мы не можем согласиться. Прежде всего нам представляется, что в ней переоценена роль надвигов в структуре Кавказа. В настоящее время явно не хватает геологических данных для того, чтобы доказать аллохтонность залегания верхнекубанской свиты, лахранской свиты и хасаутской серии Бечасынской зоны, а также дамхурцевской и лаштракской свит зоны Главного хребта, поэтому упомянутые свиты и серии нельзя, по нашему мнению, до получения новых данных рассматривать в составе тектонических покровов. Кроме этого, также не хватает данных для прямого сопоставления свит, обнажающихся в различных структурно-формационных зонах: формационных комплексов Андрюкско-Тоханской зоны и верхнекубанской свиты Бечасынской зоны; вулканогенных комплексов Передового хребта, дамхурцевской свиты Главного хребта и хасаутской серии Бечасынской зоны; Марухского покрова Передового хребта с мамхурцевской свитой Главного хребта и лахранской свитой Бечасынской зоны; макерской серии Главного хребта и Ацгаринского покрова Передового хребта.

Наши построения грубо совпадают с построениями Г. И. Баранова и И. И. Грекова в той их части, которая касается зоны Передового хребта. Наши данные подтверждают предположения, высказанные упомянутыми авторами о том, что Марухский покров надвинут на верхнедевонские и нижнекаменноугольные образования Передового хребта (Кызылкольский покров), а Ацгаринский покров надвинут на Марухский. Однако объемы и контуры покровов не совпадают. Так, при проведении полевых исследований я столкнулся с тем, что в Ацгаринском покрове [по: Грекову и др., 1974] присутствуют фрагменты Марухского [Хаин, 1977] и, наоборот, в Марухском — Ацгаринского. Внутри Марухского покрова оказался самостоятельный и гораздо более мощный покров офиолитов. Поэтому, исходя из высказанных выше соображений, в данной работе я не могу использовать классификацию покровов, предложенную Г. И. Барановым и И. И. Грековым.

Исследования последних лет, проведенные Г. И. Барановым, А. А. Беловым, Ю. П. Видяпиным, И. И. Грековым, С. М. Кропачевым, В. Л. Омельченко, М. Л. Соминим, Л. Д. Чегодаевым, автором и другими исследователями, позволяют пересмотреть сложившиеся взгляды на геологию доверхнепалеозойского основания Передового хребта и рассматривать его как сложную покровно-складчатую структуру.

Внутри нее можно выделить три структурно-формационных комплекса: автохтонный (параавтохтонный), аллохтонный и неавтохтонный. Каждый из выделенных комплексов занимает определенное место в современной структуре, отличается своим типом разреза, внутренней структурой и степенью метаморфизма пород.

АВТОХТОН (ПАРАВТОХТОН)

В видимом основании зоны Передового хребта залегают кристаллические сланцы и амфиболиты, обнажающиеся в ядре Блыбского антиклинория на крайнем западе зоны Передового хребта (рис. 11, см. вкл.). Они занимают самое низкое положение, залегая структурно ниже вулканогенных отложений нижнего—среднего девона. Структурные соотношения с вулканогенными образованиями, а также возраст метаморфической серии вплоть до настоящего времени остаются неясными. Это связано в первую очередь с тем, что породы метаморфической толщи прорваны и замещены целым рядом интрузий плагиогранитов и претерпели сильные метаморфические и метасоматические изменения, выразившиеся в плагиогранитизации и других вторичных изменениях пород.

В толще метаморфических сланцев и гнейсов заключены согласные и субсогласные

тела серпетинизированных гипербазитов, достигающих в длину многих сотен метров. Контактные зоны ультраосновных тел также сильно метасоматически переработаны. Помимо этого, породы описываемых толщ выступают в сильно залесенном и плохо расчлененном районе, что крайне затрудняет их изучение.

Автором (в поле развития этих толщ) были сделаны только отдельные маршрутные пересечения, поэтому при описании приходится пользоваться в основном литературными данными.

А. А. Самохин [1962] выделил в составе метаморфического комплекса две свиты — балканскую и армовскую — и предположил верхнепротерозойский—кембрийский их возраст. Нижняя (балканская) свита сложена в основном амфиболитами, а верхняя — слюдяными сланцами и гнейсами.

В разрезе балканской свиты резко преобладают в различной степени метасоматически измененные амфиболиты. В. Ф. Сидоренко, Г. Л. Донченко (1968 г.) и другие геологи, проводившие здесь геологическую съемку, выделяют в составе свиты комплексы фельдшпатизированных, силифицированных и мусковитизированных амфиболитов и амфибол-альбитовых порфиروبластовых гнейсов. Часто в разрезе свиты наблюдается тонкое (сантиметровое) переслаивание меланократовых и лейкократовых разностей амфиболитов. В составе свиты описаны также гранатовые амфиболиты. В верхней части разреза свиты, в амфиболитах, наблюдаются прослои гранат-слюдяных и гранат-двуслюдяных сланцев и гнейсов. Видимая мощность свиты составляет около 2000 м.

Выше залегают породы армовской свиты, которая представлена чередованием гранат-слюдяных сланцев, амфиболитов и плагиогнейсов. В верхней части свиты наблюдается толща кварц-альбит-эпидот-мусковитовых сланцев. Большинство геологов считают контакт между породами балканской и армовской свит согласным, с постепенным переходом к более лейкократовым разностям. Г. И. Барановым и С. М. Кропачевым [1976] высказано предположение, что этот контакт может представлять собой надрыв. Эти авторы указывают на наличие вдоль контакта линзовидных тел серпентинитов и узкой полосы выходов эклогитов и эклогитоподобных пород. Эклогиты были установлены в этом районе Н. Ф. Татришвили [1970].

В поле развития пород армовской свиты наблюдается большое количество крупных и мелких тел серпетинизированных гипербазитов. Все геологи, работавшие в этом районе, отмечают, что эти тела располагаются в целом согласно с породами вмещающей толщи и вытянуты вдоль ее простирания. Самым крупным телом является Маркопиджский массив (14 км²). Структурные соотношения этих тел с вмещающими породами неясны, так как по контактам породы метасоматически изменены в результате сильнейшего биметамоматоза между гипербазитами и плагиогнейсами [Плошко, 1969]. В последних наблюдаются также пластовые интрузии разгнейсованных тоналитов, которые сопровождаются жильной серией пород, среди которых Г. Д. Афанасьев [1952, 1971] выделяет аплиты, пегматиты, натриевые аляскиты и пегматоидные граниты. Как отмечают Г. И. Баранов и С. М. Кропачев [1976], все эти образования локализируются только среди метаморфических толщ балканской и армовской свит и неизвестны среди девонских пород. Самый крупный массив тоналитов расположен в хребте Большие Балканы и приурочен к ядру одноименной брахиморфной антиклинали.

Породы армовской и балканской свит испытали региональный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации и затем диафторез зеленосланцевой фации. В. Ф. Сидоренко и Г. Л. Донченко (1968 г.) отмечают, что метаморфизм балканской свиты при снятии явлений диафтореза и метасоматоза отвечает альмандин-амфиболитовой фации по Ф. Тернеру.

Важным для геологии зоны Передового хребта является вопрос о соотношениях между метаморфическими толщами Блыбского антиклинория и заведомо среднепалеозойскими зеленосланцевыми образованиями. Анализ геологической карты показывает, что кристаллические толщи залегают структурно ниже зеленокаменных. Существуют самые различные точки зрения на характер контакта между ними. Согласно одной из них, контакт представляет собой скрытое стратиграфическое несогласие, в связи с чем эти

толщи резко разновозрастны (кристаллические сланцы — докембрийские, а зеленокаменные толщи — палеозойские) (В. Н. Робинсон, А. Г. Кобылев, В. А. Мельников и др.). Г. Л. Афанасьев, В. В. Плошко и другие исследователи считают, что этот контакт является метаморфическим, нарушенным впоследствии тектонически. Они полагают, что кристаллическая и зеленокаменная толщи имеют близкий возраст и указывают на постепенный спад метаморфизма в верхней части армовской свиты. Повышенный (амфиболитовой стадии) метаморфизм объясняется контактовым воздействием интрузий тоналитов.

Ю. Я. Потапенко и В. Л. Омельченко придерживаются мнения, что контакт между толщами стратиграфической, и сопоставляют кристаллические сланцы с породами андрюкской (бахмудкинской) свиты.

Наконец, целая группа исследователей пришла к выводу о тектонической природе этого контакта (А. Ф. Сидоренко, Г. Л. Донченко и др., 1968 г.; Н. Б. Чернищев, Г. И. Баранов, 1966 г.; Б. Я. Вихтер, 1968 г.), Г. И. Баранов, С. М. Кропачев [1976], А. А. Белов, М. Л. Сомин [1979].

По данным В. Ф. Сидоренко, Г. Л. Донченко и других (1968 г.), контакт представляет собой зону мионитов мощностью от 1 до 3 м, вдоль которой располагаются тела лиственитизированных серпентинитов. Г. И. Баранов уже давно высказал мысль о надвиговой природе этого контакта (Баранов, 1967; Баранов, Кропачев, 1976). Эти авторы указывают, что в бассейне р. Большая Лаба контакт падает в северных румбах под углами 20—30° согласно с падением среднепалеозойских толщ. Плоскость контакта, по наблюдениям этих авторов, косо срезает среднепалеозойские толщи так, что в бассейне р. Уруштен с кристаллическими сланцами контактируют породы андрюкской свиты, а на побережье р. Большая Лаба — породы верхнего девона (джентинская свита). Авторы указывают также на наличие вдоль плоскости контакта тел серпентинитов, гранатовых и пироксен-гранатовых эклогитоподобных пород, линз гнейсов и сланцев, апатитоносных пород. Во всех этих породах они отмечают следы катаклаза, мионитизации, филонитизации и рассланцевания.

Все эти данные заставляют нас согласиться с мнением Г. И. Баранова и считать этот контакт тектоническим. По всей видимости, он представляет собой крутой надвиг или взброс. Основным вопросом, по моему, является вопрос о масштабе перемещений по этому надвигу.

Большинство исследователей полагают, что кристаллические сланцы Блыбского антиклинория образовались по вулканогенным (балканская свита) и туфогенно-осадочным породам (армовская свита). Они испытали метаморфизм альбит-эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой фаций и диафторез зеленосланцевой фации.

Возраст кристаллической толщи, условия образования, ее соотношения с формационными комплексами Андрюкско-Тоханской зоны, занимающими аналогичную структурную позицию по отношению к аллохтону Передового хребта, остаются не до конца ясными и требуют дальнейшего изучения. Можно только отметить, что рассматриваемый комплекс амфиболитов и кристалло-сланцев, насыщенный телами серпентинитов и плагиогранитов, напоминает метаморфические комплексы, развитые в фундаментах современных островных дуг, образовавшихся на океанической коре [Марков, 1975].

Кристаллические сланцы Блыбского антиклинория, а также сланцевые толщи среднего девона Андрюкско-Тоханской зоны тектонически перекрываются ниже-среднедевонскими образованиями аллохтонного комплекса Передового хребта.

АЛЛОХТОН

Внутри аллохтонного комплекса выделяются три тектонические единицы или мегапластины — нижняя, средняя и верхняя. Эти мегапластины разделены плоскостями пологих надвигов, имеют определенный формационный состав и структурное положение. Выделяя мегапластины, мы хотим показать резкую разницу в формационном составе слагающих их пород и показать последовательность покровов, так как, только используя эти два признака, можно произвести палинспастическую реконструкцию покровного комплекса зоны Передового хребта.

Нижняя тектоническая единица (мегапластина)

В составе нижней мегапластины аллохтона Передового хребта отчетливо различаются три литолого-фациальных комплекса: эффузивный нижнего и среднего девона, туфогенно-осадочный средней и нижней части верхнего девона и терригенно-карбонатный фамена—турне (рис. 12). Все они, начиная с работ В. Н. Робинсона, традиционно выделяются в зоне Передового хребта. Возраст этих комплексов, а также их детальное расчленение в разных стратиграфических схемах понимались по-разному. Так, в томе «Северный Кавказ» (серия «Геология СССР», 1968 г.) при описании стратиграфии зоны приводилось пять стратиграфических схем, составленных в разные годы В. Н. Робинсоном, В. А. Мельниковым, С. М. Кропачевым, Д. С. Кизевальтером, Е. А. Снежко (табл. вкл.).

В этом томе предлагалась новая, унифицированная схема стратиграфии Передового хребта, составленная геологами СКТГУ [Греков, Баранов, Снежко и др., 1969] в основном по схеме Е. А. Снежко 1964 г. Такое количество различных стратиграфических схем было вызвано плохой палеонтологической обоснованностью возраста большинства свит, выделенных в этих схемах. В 1972—1980 гг. в зоне Передового Хребта Л. Д. Чегодаев и его сотрудники провели детальные стратиграфические работы (Чегодаев, Пупорев, Морозова и др., 1975, 1979 гг.). В результате этих работ составлена новая унифицированная схема стратиграфии досреднекаменноугольных отложений. В этой схеме, основывающейся на новом фактическом материале, практически все свиты Передового хребта, за исключением свит кристаллических сланцев, получили фаунистическое обоснование. Эти работы показали, что возможности обнаружения органических остатков в этой зоне далеко не исчерпаны. Так, до работ Л. Д. Чегодаева в зоне Передового хребта было известно 40 точек с находками фауны. Новая схема составлена с использованием более 400 таких точек. Многие свиты получили обоснование по целому комплексу разнообразной фауны.

Основными отличиями новой схемы от схем, предложенных ранее, являются следующие.

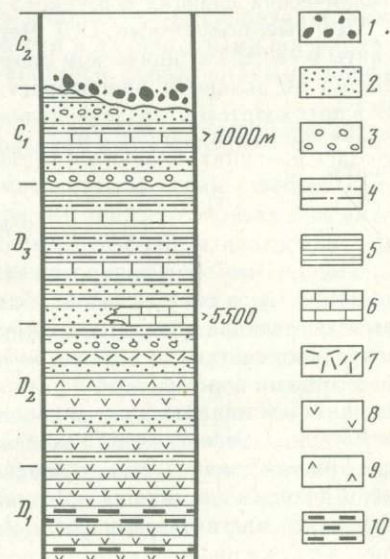
1. Многочисленные находки фауны и флоры показали необоснованность выделения всех эффузивных и терригенно-осадочных образований Передового хребта в кызылкольскую свиту средне-верхнедевонского возраста и картджуртскую свиту верхнедевонского возраста. Эти образования являются разнофациальными и разновозрастными в зоне Передового хребта. Такие же выводы сделаны и по верхнедевонско-раннекаменноугольным образованиям пастуховской и кольтюбинской свит. В западной части зоны Передового хребта выделены пять структурно-фациальных подзон: Андрюско-Тоханская, Кенделляр-Суарыкская, Даутско-Баксанская (Картджуртская), Бескесско-Кольтюбинская и Джентинская.

2. Возраст артыкчатской и андрюкской свит определен как среднедевонский на основании находок флоры и конодонтов.

3. Определен новый нижний возрастной предел вулканогенных толщ Передового хребта. В поле распространения пород даутской и кызылкольской свит впервые на Северном Кавказе установлены нижнедевонские отложения, охарактеризованные находками радиолярий.

Рис. 12 Сводная стратиграфическая колонка отложений нижней мегапластины структурно-формационной зоны Передового хребта.

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — конгломераты с кварцевой галькой; 4 — алевролиты; 5 — глинистые сланцы; 6 — известняки; 7 — туфы; 8 — вулканиты основного состава; 9 — вулканиты среднего и кислого состава; 10 — кремни



Структурно-фациальные подзоны			
	Картджуртская	Кенделлярская	Урупская
C ₁ t	Турнейские терригенно-карбонатные отложения Марухская, Гидамская, Джентинская		
D ₃ fm	Балконарзанская	Гаралыкайская	Пастуховская
D ₃ fr	Картджуртская	Перерыв	Семиродниковская
D ₂ gv	Эльмезтюбинская	Пцицерская	Пцицерская
D ₂ ef	Кызылкольская		Даутская
		Даутская	Даутская

Р и с. 13 Стратиграфическая схема Л. Д. Чегодаева (1979 г) для девонских отложений западной части зоны Передового хребта. (В Урупскую подзону объединены Бескесско-Кольтюбинская и Джентинская подзоны)

4. Впервые установлены нижнесилурийские отложения, которые прослежены практически через всю зону Передового хребта.

5. Впервые установлены отложения верхнего визе и нижнего намюра.

6. Большинство свит получили обоснование возраста до яруса.

7. Установлен силурийский возраст тебердинской свиты.

В связи с изложенным выше при описании нижней тектонической единицы будут использоваться в основном данные, полученные Л. Д. Чегодаевым в 1972—1980 гг. (рис. 13).

При описании нижней мегапластины мы принимаем схему структурно-формационной зональности, разработанную Л. Д. Чегодаевым, но будем пользоваться несколько обобщенным ее вариантом. Андрюкско-Тоханскую зону по соображениям, приведенным в предыдущей главе, мы исключаем из состава структурно-фациальных подзон зоны Передового хребта. Бескесско-Кольтюбинскую зону мы объединяем с Джентинской подзоной и будем описывать под названием Урупской подзоны. Кенделляр-Суарыкскую подзону мы для простоты изложения будем описывать под названием Кенделлярской подзоны.

В основании нижней мегапластины обнажается вулканогенная толща ниже-среднедевонского возраста. Как было показано выше, эта толща располагается тектонически на среднедевонских сланцевых отложениях (андрюкская и артыкчатская свиты) и кристаллических сланцах Блыбского антиклинория.

Данные, полученные Л. Д. Чегодаевым, вносят коррективу в возраст кызылкольской свиты в ее стратотипическом разрезе. Эти же данные указывают на то, что эффузивные толщи не являются разновозрастными в различных структурно-фациальных подзонах. В Картджуртской подзоне вулканогенные отложения объединяются в кызылкольскую свиту, а в Кенделлярской и Урупской подзонах (Урупско-Дабинский район) — в даутскую свиту.

Кызылкольская свита

По данным Т. Я. Гончаровой (1957 г.), Н. С. Скрипченко (1958—1963 гг.), Е. А. Снежко (1964 г.), в составе свиты, максимальная мощность которой определяется в 1800 м, выделяются две подсвиты, нижняя из которых сложена в основном лавами основного и среднего состава, а верхняя — подушечными лавами плагиоклазовых порфиритов, липаритовыми порфиритами и разнообразными туфами. В верхней подсвите в эффузивных породах часто наблюдаются прослои, линзы и гнездообразные включения яшм и розовых хемогенных известняков. Такое же двучленное строение имеет свита и на р. Маруха, где нижняя толща сложена порфиритами основного и среднего состава, которым подчинены покровы кислых лав и верхняя, пестрая по составу толща мощностью около 500 м. В верхней части разреза свиты значительную роль играют пирокластические образования, а также прослои яшм. В прослоях яшм верхней подсвиты Л. Д. Чегодаеву удалось

обнаружить скелеты радиолярий. Комплекс радиолярий близок в родовом отношении к комплексу нижнедевонских яшм бассейна р. Сакмары на Южном Урале, где возраст пород доказывается зональными видами граптолитов (*Monograptus hercynicus* P.). Эта зона охватывает интервал, соответствующий верхнему жедину — нижнему зигену. На хребте Ташлы-Сырт этим же автором обнаружен несколько иной комплекс радиолярий, наблюдающийся на Урале в яшмах эйфельского яруса (сем. *Entactiniidae* gen. et sp. indet).

В бассейне р. Эльмез-Тюбе кызылкольская свита, по данным В. И. Гриценко, В. Л. Омельченко и В. М. Турзина (1964 г.), разделяется на две толщи: толщу дацитовых порфиритов с прослоями яшм в нижней части и андезитовых порфиритов — в верхней мощностью до 900 м и толщу диабазов, спилитов и кварцевых порфиритов, в которой также принимают участие андезитовые и дацитовые порфириты мощностью 1200 м.

Нижняя граница кызылкольской свиты неизвестна, так как она граничит с окружающими породами только по крутым тектоническим контактам. Верхний возрастной предел свиты определяется наличием конгломератов в подошве согласно залегающей на ней туфогенно-осадочной свиты, содержащих многочисленную гальку известняков с обильной верхнеэйфельской фауной. Таким образом, время формирования кызылкольской свиты охватывает интервал времени ранний девон — конец эйфельского века.

Даутская свита

В Кенделлярской подзоне вулканогенная толща объединяется в даутскую свиту. Она отчетливо расчленяется на две части, нижняя из которых сложена базальтовыми и андезито-базальтовыми порфиритами мощностью более 400 м, а верхняя, сложенная дацитовыми порфирами, а также туфами достигает мощности 550 м. Палеонтологических остатков в этой свите не найдено. Возраст свиты Л. Д. Чегодаевым принимается как ниже-среднедевонский на основании находок стеблей криноидей эйфельского возраста в толще туфов (сем. *Cupressorinites*), перекрывающих породы даутской свиты.

В Урупско-Лабинском районе В. Л. Омельченко (Омельченко, Быков и др., 1973 г.) выделяет в составе свиты в бассейне р. Большая Лаба (снизу вверх) четыре толщи: базальтовые порфириты мощностью 200—800 м; лавы неоднородного состава мощностью 0—300 м; пятнистые и полосчатые лавы основного состава мощностью от 80 до 350 м и плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые порфириты с непостоянной мощностью от 0 до 400 м и более. В этой крайне неоднородной по составу толще присутствуют туфы основного состава, кремнистые сланцы и яшмы.

По данным М. А. Жуковича (1974 г.), в пределах рудного поля Урупского района в даутской свите выделяются две толщи, нижняя из которых сложена базальтовыми и андезит-базальтовыми порфиритами, а также спилитами и липаритовыми порфирами, а верхняя — липаритовыми порфирами, переслаивающимися с базальтовыми порфиритами, прослоями туфов и игнимбритов.

Все исследователи, занимающиеся изучением этой вулканогенной толщи Передового хребта, к которой приурочено колчеданное оруденение, относят ее к типичной спилит-кератофировой формации. По своему строению рассматриваемая серия отвечает контрастной базальт-липаритовой вулканической формации. Во многих разрезах она имеет трехчленное строение. В нижней части преобладают основные эффузивы, плагиоклазовые пироксеновые порфириты массивного, миндалекаменного и афирового сложения. Местами лавы имеют шаровую текстуру. В средней части разреза свиты обычно (особенно в разрезах Картджуртской подзоны) преобладают переслаивание андезитовых, андезит-базальтовых порфиритов, а также прослои липаритовых порфиров, туфов андезитовых и дацитовых порфиритов. Верхняя часть разреза сложена пестрой по составу, резко неоднородной по строению и изменчивой по простиранью толщей, в которой преобладают вулканы кислого состава — липаритовые порфиры, дацитовые порфириты и их туфы, а также андезитовые и базальтовые порфириты. В этой части разреза заметная роль принадлежит пирокластическим образованиям. Важной составляющей серии являются альбитофиры и кварцевые альбитофиры, но их роль в разрезе,

а также стратиграфическое положение крайне изменчивы. Так, в районе Урупского месторождения (по данным Г. И. Баранова и С. М. Кропачева) эти породы слагают до 50% объема свиты. Обычно же они приурочены к верхней части разреза, но встречаются в разном количестве на всех стратиграфических уровнях. Резко меняется и роль пирокластических образований. В самых верхах вулканогенной толщи многими исследователями отмечаются пачки уралитовых и пироксеновых порфиритов повышенной щелочности. Не совсем ясны количественные соотношения в разрезах между базальтовыми, андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами, так как во многих разрезах (в основном на западе зоны) породы претерпели сильное зеленокаменное изменение и отличить их очень трудно. Из приведенного описания видно, что вулканогенная серия по простиранию зоны Передового хребта обладает сильной фациальной изменчивостью, но вместе с тем существуют и определенные закономерности ее строения.

В разрезах по р. Худес Г. И. Баранов и С. М. Кропачев [1976] установили следующие количественные соотношения главных пород: базальтовые порфириты — 45%, андезито-дацитовые порфириты — 35, липаритовые порфиры — 5, туфы средних и кислых пород — около 15, туфы основных пород — менее 1% при общей мощности свиты более 2000 м.

Многие исследователи приходят к выводу, что вулканическая деятельность началась с трещинных излияний базальтов, а затем продолжалась в виде вулканов центрального типа. В отдельных районах такие вулканы установлены геологическим картированием.

Терригенно-туфогенно-осадочные отложения среднего и верхнего девона

В картджуртской подзоне в составе этих отложений Л. Д. Чегодаевым вслед за Д. С. Кизевальтером выделяются две свиты — эльмезтюбинская и картджуртская.

К нижней эльмезтюбинской свите В. В. Гриценко и В. Л. Омельченко относят три литологических горизонта: горизонт кремнистых сланцев, горизонт алевролитов и горизонт туфов и туфопесчаников. Помимо кремнистых сланцев и яшм, в первом горизонте отмечаются (в подчиненном количестве) кремнистые алевролиты и аргиллиты, кремнистые туффиты, туфопесчаники и туфы и линзы гравелито- и конгломератобрекчий. В нижней части свиты, в левобережье р. Чемарткол, устье балки Водопадной, в кремнистом горизонте мощностью 156 м, в глыбах органогенного известняка из конгломератобрекчий найдена верхнеэфельская фауна. Возраст эльмезтюбинской свиты на основании этих находок Чегодаев предлагает считать живетским. Положение верхней границы свиты определяется присутствием в вышележащих отложениях (верхняя часть нижекартджуртской подсвиты) в прослоях конгломератов обломков известняков с нижефранской фауной. Это указывает на доверхнефранский возраст конгломератов, в связи с чем граница эльмезтюбинской свиты может приблизительно соответствовать границе живетского и франского ярусов.

Эльмезтюбинская свита согласно перекрывается картджуртской свитой, в составе которой Л. Д. Чегодаевым вслед за Д. С. Кизевальтером выделяются две подсвиты: нижняя — песчано-алевролитовая и верхняя — конгломератовая. На участке Даут-Кольтюбе нижняя подсвита сложена ритмично чередующимися песчаниками и алевролитами с редкими прослоями конгломератов (1100 м). Верхняя подсвита отличается большим количеством прослоев конгломератов и присутствием в них крупных глыб и даже отдельных экзотических массивов известняков с фауной средне- и верхнедевонского возраста. Д. С. Кизевальтер считал их глыбами и картджуртскую свиту относил к нижнему карбону. И. В. Круть, Л. И. Яковлев, С. М. Кропачев и другие исследователи [1963] поставили под сомнение выводы Д. С. Кизевальтера и предположили, что часть известняков в этом разрезе является биогермами, что повлекло за собой вывод о верхнедевонском возрасте картджуртской свиты. Л. Д. Чегодаев в своих последних работах (1975, 1979 гг.) вновь поставил вопрос о возрасте свиты. На основании своих наблюдений он пришел к выводу, что известняки в свите находятся в виде глыб. Положение о синхронности фауны в глыбах и цементе толщи он считает палеонтологически необоснованным. Ю. Я. Потапенко, И. И. Грековым [1976] и другими выделяются три типа известняков:

1) светло-серые тонкозернистые массивные известняки с органическими остатками плохой сохранности; 2) серые, иногда розовато-серые песчанистые известняки с одиночными кораллами плохой сохранности; 3) гематизированные песчанистые известняки с микро- и макрофауной, в которых И. И. Грековым найдены кораллы, указывающие на живетский возраст. Эти известняки рассматриваются авторами как линзовидные тела.

Л. Д. Чегодаевым в глыбе органогенного известняка собраны кораллы, указывающие на верхи эйфеля — низы живета, а из глыб розового известняка определены конодонты, типичные для верхнего эйфеля; известняков, которые можно было бы считать одновозрастными толще, им не обнаружено. На основании собственных наблюдений Л. Д. Чегодаев приходит к выводу, что «своеобразный состав обломков, представленных почти исключительно породами кызылкольской свиты и известняков, их плохая отсортированность и окатанность вместе с локальным распространением конгломерато-брекчий, свидетельствует о накоплении их вблизи местных поднятий без существенного континентального переноса. Такими являлись, по всей видимости, вулканические конуса, поднявшиеся над уровнем моря в завершающий этап активной вулканической деятельности. Вулканические острова стали обрамляться рифовыми постройками, продуктом разрушения которых и являются известняки» (Чегодаев, 1975). На основании находок комплексов франских конодонтов и фораминифер Л. Д. Чегодаев делает заключение о франском возрасте картджуртской свиты (не древнее среднего франка). Верхний возрастной предел устанавливается находками в вышележащих известковистых песчаниках комплекса конодонтов, характерных для нижнего фамена.

Автор настоящей работы проводил изучение верхней подсвиты картджуртской свиты в правом и левом бортах р. Кубань, вблизи пос. Картджурт; на основании его можно говорить о некоторых специфических чертах рассматриваемой толщи. В левом борту р. Кубань она представляет собой флишоидное переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников, в котором через определенные промежутки (100—200 м) наблюдаются пачки мощностью от 20 до 50 м, сложенные грубообломочным материалом, а в них — конгломерато-брекчии, гравелиты и крупные глыбы и массивы известняков. Следует отметить, что глыбы находятся только среди этих грубообломочных пачек и нигде не встречены во флишоидных отложениях. Кроме глыб известняков, в гравелитах и конгломератобрекчиях найдены глыбы красных яшм, сопоставимые по размеру с глыбами известняков (до 5 м в диаметре). Глыбы известняков вытянуты вдоль простирания толщи и заключены в рубашку из песчаников и гравелитов. Иногда на поверхности глыб остается корка гравелитов и они кажутся похожими на валунные конгломераты. Кроме известняков и кремней, в этих пачках находятся иногда остроугольные обломки розовых известняков, порфиритов основного, среднего и кислого состава, красных радиоляритов и зеленых кремней. Вокруг крупных глыб наблюдаются мелкие обломки известняков того же вида. В этих районах мы не заметили признаков, указывающих на биогермное просхождение.

Проведенные наблюдения позволяют сделать вывод, что верхняя подсвита картджуртской свиты содержит в разрезе олистостромовые горизонты или горизонты с включениями. Олистостромовые горизонты имеют, по-видимому, франский возраст. Цементом олистостромов служат зеленовато-серые песчаники и гравелиты и конгломератобрекчии. В качестве олистолитов присутствуют известняки, красные яшмы, вулканы разного состава и другие породы.

В Кенделлярской подзоне в составе туфогенно-терригенных отложений среднего — верхнего девона выделяются пщицерская и гаралыкайская толщи. Отложения пщицерской свиты перекрывают эффузивы даутской свиты, по своему составу они соответствуют породам эльмезтюбинской свиты, однако отличаются от них по возрасту. По данным Л. Д. Чегодаева (находки криноидей), возраст пщицерской свиты является верхнеэйфельским-нижнеживетским, т. е. эта свита в нижней части соответствует по возрасту верхней части кызылкольской свиты.

Пщицерская свита сложена зеленокаменно измененными туфами дацитовых, липаритовых и андезит-дацитовых порфиритов, в которых наблюдаются прослои туфопесчаников и туфоалевролитов. Мощность свиты обычно невелика и составляет 50—60 м.

В верховьях р. Коль-Тюбе и долине р. Теберда туфы пцицерской свиты перекрываются терригенно-осадочной гаралькайской свитой, содержащей в нижней своей части подчиненные прослои известняков и известково-глинистых сланцев. Возраст свиты на основании находок конодонтов Л. Д. Чегодаев датирует как верхнефаменский. Максимальная мощность свиты составляет 115 м. Из разреза, таким образом, выпадают верхняя часть живетских отложений, франские и нижнефаменские отложения.

В Урупской подзоне туфогенно-терригенные отложения объединяются в пцицерскую и семиродниковскую свиты общей мощностью более 1500 м. Породы пцицерской свиты ложатся на эффузивы даутской свиты. В основании свиты преобладают зеленовато-серые туфы и туфобрекчии дацитового и кварц-альбитофирового состава мощностью около 250 м. Они перекрываются серыми туфами, туфопесчаниками, туфоалевролитами и аргиллитами (до 600 м). Для разреза свиты характерны аргиллито-кремнистые породы с параллельной слоистостью.

В верхней половине нижнепцицерской подсвиты в балках Грушовой и Каскадной Л. Д. Чегодаевым найдены членики криноидей из рода *Cupressocrinites*, в том числе *C. gracilis* Goldf и *C. cf. crassus*, указывающие на верхнеэйфельский-нижнеживетский возраст свиты.

Отложения пцицерской свиты перекрываются породами семиродниковской свиты, которая сложена филлитами, алевролитами, песчаниками, крупно-средне- и мелкогалечными конгломератами с пачками туфогенных песчаников.

В составе свиты обычно выделяется две пачки. Нижняя пачка состоит из филлитов, аргиллитов и песчаников, в подчиненном количестве присутствуют гравелиты, конгломераты, кремни, туфопесчаники и туфоалевролиты. В верхней части разреза пачки обычно наблюдаются прослои гравелитов и конгломератов. Мощность пачки на р. Большая Лаба обычно достигает 330 м. На р. Зеленчук отчетливо проявляется ритмичное строение пачки и, по мнению Г. И. Баранова и С. М. Кропачева [1976], ее строение аналогично строению турбидитной толщи.

Верхняя пачка, по данным упомянутых авторов, сложена чередующимися слоями средне- и мелкогалечных конгломератов, среди которых встречаются прослои гравелитов и валунных конгломератов. Мощность пачки достигает 500—600 м.

Конгломераты семиродниковской свиты имеют характерный состав. В составе их обломочного материала преобладают две группы пород. В составе пород первой группы участвуют плагиограниты, плагиогранит-порфиры, в составе второй — галька вулканитов разного состава даутской свиты. Для конгломератов также очень характерны уплощенная форма гальки и базальный цемент. Возраст семиродниковской свиты Л. Г. Чегодаевым принимается как франский.

Терригенно-карбонатные отложения верхнего девона — нижнего карбона

Туфогенно-осадочные отложения в Урупской и Картджуртской подзонах обычно согласно, с постепенным переходом сменяются терригенно-карбонатными образованиями фамена—турне. Исключение составляет Кенделлярская подзона, где верхнефаменские отложения представлены гаралькайской свитой, которая была нами описана выше.

В Урупской подзоне терригенно-карбонатные отложения объединены в пастуховскую свиту. На хребте Дженту и на хребте Абишира-Ахуба Л. Д. Чегодаевым отмечено несогласное залегание известняков пастуховской свиты на разных горизонтах семиродниковской свиты, что свидетельствует о незначительном перемыве.

В составе пастуховской свиты Л. Д. Чегодаевым выделены две пачки: нижняя сложена главным образом терригенными породами — песчаниками, алевролитами и аргиллитами, которым подчинены три пачки известняков, верхняя представлена в основном известняками, разделенными прослоями терригенных пород на два горизонта. На горе Пастухова в составе свиты выделяется пять горизонтов известняков, разделенных пачками терригенных пород.

Турнейские отложения имеют тот же состав, что и фаменские, и ложатся на последние

обычно согласно (Кенделлярская и Картджуртская подзоны). В Урупской подзоне на границе турнейских и фаменских отложений обычно присутствует маломощный пласт конгломератов с кварцевой галькой [Кизевальтер, 1964], что свидетельствует о незначительном размыве.

В составе турнейских отложений выделяется ряд свит — марухская, гидамская и джентинская. Они представлены чередующимися пластами известняков, разделенных пачками терригенных пород. Так, в составе марухской свиты наблюдается три горизонта известняков.

По простирацию зоны Передового хребта мощность фаменско-турнейских отложений резко меняется. На р. Маруха она достигает 600 м, а на южном склоне хребта Абишира-Ахуба составляет всего 30—40 м. вплоть до полного выклинивания. Таким же образом меняется и литологический состав отложений — меняются соотношения между терригенными и карбонатными компонентами. Такое изменение мощностей и состава связано с тем обстоятельством, что перед началом фаменского века в рассматриваемом районе существовал сильно расчлененный вулканический рельеф, который и контролировал осадконакопление в это время.

Фаменско-турнейские отложения перекрываются либо по тектоническим контактам породами средней мегапластины, либо на них трансгрессивно налегают верхний визе — среднекарбонные отложения неоавтохтона.

Обсуждение

Как видно из приведенного материала, формационные комплексы нижней мегапластины Передового хребта обладают большой формационной изменчивостью. На основании фациальной неоднородности среднепалеозойских толщ Передового хребта был предложен ряд схем фациального районирования [Кизевальтер, 1963; Снежко, 1968; Кропачев, 1962]. Вулканогенные, вулканогенно-осадочные и терригенно-карбонатные отложения разных структурно-фациальных подзон считались одновозрастными. Исключение составляют стратиграфическая схема и схема структурно-фациального районирования Д. С. Кизевальтера [1963], в которой принимается нижнекаменноугольный возраст карачевской серии.

Исследования Л. Д. Чегодаева (1975, 1979 гг.), собранные им многочисленные находки фауны и флоры показали необоснованность объединения вулканогенных образований в единую кызылкольскую, а вулканогенно-осадочных — в единую картджуртскую свиты, доказали разновозрастность этих отложений в разных структурно-фациальных подзонах Передового хребта. В работе 1979 г. им было выделено шесть структурно-фациальных зон: Андрюкско-Тоханская, Бескесско-Кольтюбинская, Даутско-Баксанская (Картджуртская), Джентинская, Кенделляр-Суарыкская и Джуаргенская. Как было показано выше, мы исключаем Андрюкско-Тоханскую подзону из состава зон Передового хребта. Так как в настоящей работе мы не рассматриваем крайние восточные районы зоны Передового хребта (восточнее р. Малка), мы несколько упрощаем схему Л. Д. Чегодаева. Бескесско-Кольтюбинскую и Джентинскую подзоны мы объединяем в Урупскую подзону. Джуаргенская подзона, выходы пород которой распространены на крайнем востоке зоны Передового хребта, выпадает из нашего описания.

Таким образом, для западной части зоны Передового хребта мы выделяем три структурно-фациальные подзоны — Картджуртскую, Кенделлярскую и Урупскую. Рассмотрим положение этих подзон в зоне Передового хребта. На востоке зоны, в междуречье Баксан—Теберда, с севера на юг выделяются две подзоны: Картджуртская и Кенделлярская. Граница этих подзон имеет север-северо-западное простираие и расположена кулисно к границам зоны Передового хребта (рис. 14). В правом борту р. Даут эта граница, так же как и вся Картджуртская подзона, скрывается под покровом верхнепалеозойских отложений. Несколько западнее, в левом борту р. Теберда, Кенделлярская подзона тектонически выклинивается и кулисно подставляется по ряду сдвигов Урупской подзоной, выходы пород которой распространены в западной части Передового хребта.

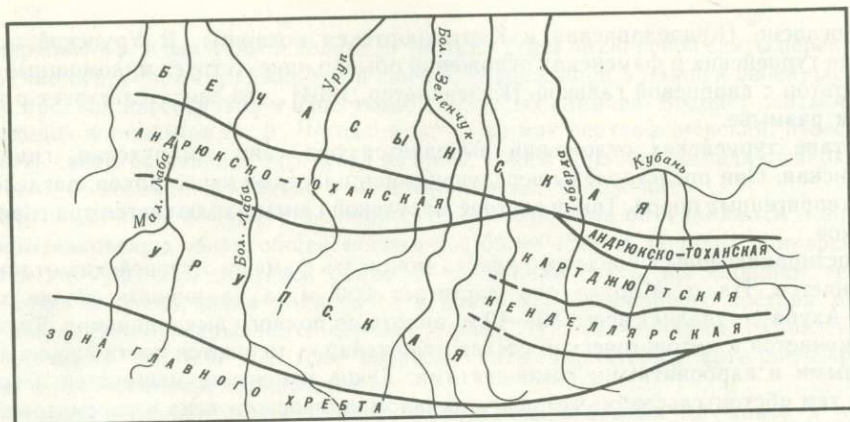


Рис. 14 Схема структурно-фациального районирования зоны западной части Передового хребта по верхнедевонским отложениям нижней мегапластины (по Л. Д. Чегодаеву).

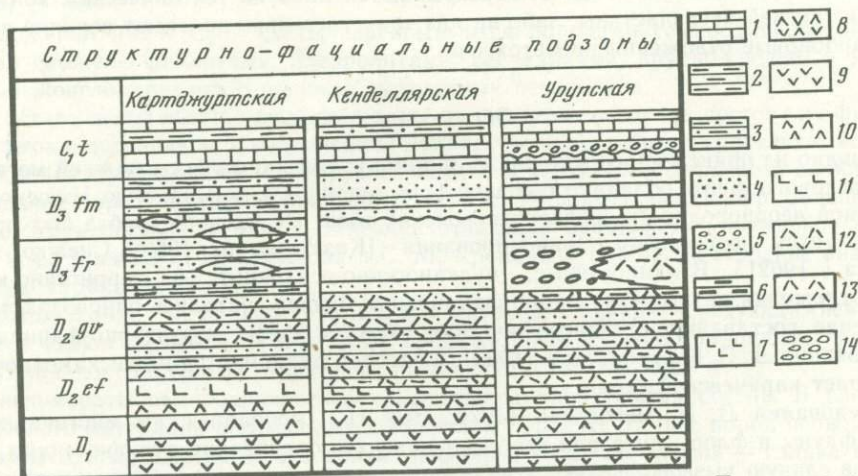


Рис. 15 Схема сопоставления разрезов структурно-фациальных подзон Передового хребта (по Л. Д. Чегодаеву)

1 — известняки; 2 — глинистые сланцы; 3 — алевриты; 4 — песчаники; 5 — конгломераты с кварцевой галькой; 6 — кремни; 7 — вулканиты кислого состава; 8 — вулканиты основного и среднего состава; 9 — вулканиты среднего состава; 11 — туфы и лавы кислого состава; 12 — туфы среднего и кислого состава; 13 — туфопесчаники; 14 — конгломераты с галькой плагиогранитов и вулканитов

Таким образом, Картджуртская подзона тяготеет к северной и северо-восточной частям зоны Передового хребта, Кенделлярская подзона занимает осевую ее часть, а Урупская распространена на западе и юго-западе зоны.

Разрезы перечисленных выше подзон достаточно сильно отличаются (рис. 15). В первую очередь следует отметить, что породы Картджуртской подзоны или Карачаевской серии слабее метаморфизованы, чем отложения двух других, более южных подзон. В Картджуртской подзоне нижняя вулканогенная свита имеет нижнедевонско-эйфельский возраст, в ее нижней части преобладают базальтовые и плагиоклазовые порфиры, переслаивающиеся с радиоляритами; в средней части мы наблюдаем в основном андезитовые и андезито-базальтовые порфиры, а в верхней части — липаритовые, дацитовые порфиры и продукты их пирокластике. В. Л. Омельченко (1978 г.), И. С. Скрипченко (1973 г.) и другие авторы рассматривают вулканическую серию кызылкольской свиты как последовательно дифференцированную.

Разрез вулканогенной свиты в Кенделлярской подзоне несколько иной, она имеет ярко выраженный контрастный характер и в ее верхней части преобладают дацитовые

порфириды и липаритовые порфириды с прослоями базальтовых порфиритов. Она начинается недифференцированной серией базальтов и сменяется контрастно дифференцированной базальт-липаритовой серией. Вулканогенная свита в Урупской подзоне обнаруживает промежуточный тип разреза. На севере подзоны, в районе Урупского рудного поля она имеет ярко выраженный контрастный облик и более половины ее объема составляют кислые вулканы. В районе р. Большая Лаба, по данным В. Л. Омельченко (1978 г.), в средней части разреза свиты появляется 400-метровая пачка «вулканитов смешанного состава», представленная андезитовыми, андезит-базальтовыми и в меньшей степени дацитовыми порфиридами. Анализируя состав вулканитов нижнего—среднего девона, мы приходим к выводу, что контрастные серии вулканитов приурочены к западной и осевой частям зоны Передового хребта.

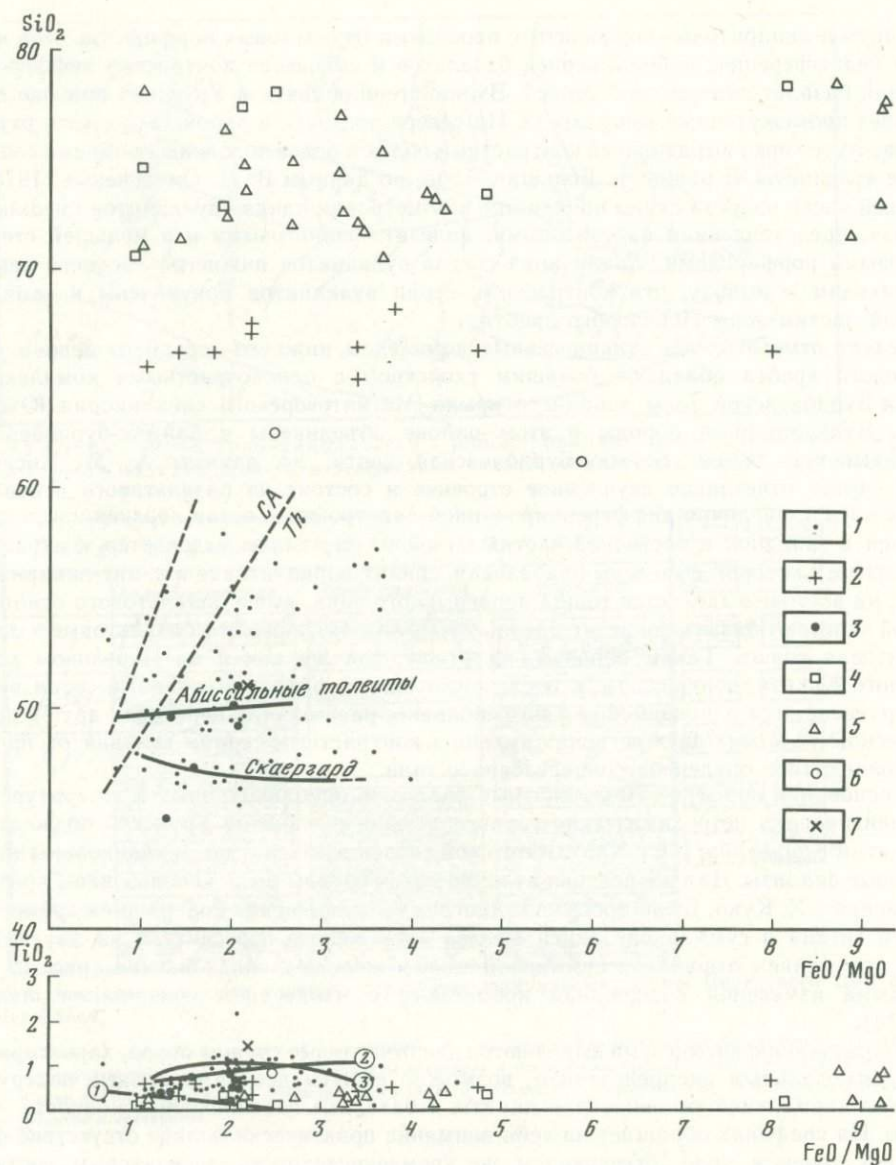
Следует отметить, что вулканогенные комплексы нижнего—среднего девона зоны Передового хребта обладают большим сходством с одновозрастными комплексами Баймак-Бурибаевской зоны западного крыла Магнитогорского синклинория Южного Урала. Вулканогенные породы в этом районе объединены в баймак-бурибаевскую и ирендыкскую свиты. Баймак-Бурибаевская свита, по данным А. М. Косарева [1977], имеет отчетливое двучленное строение и состоит из базальтового основания и более кислой различно дифференцированной надстройки. Состав верхней части свиты различен в западной и восточной частях выходов: на западе выделяется контрастный тип разреза, в котором выделены диабазовая, спилит-вариолитовая и дацит-липаритовая толщи; на востоке выделяется толща непрерывного типа, выше базальтового основания которой залегают базальт-андезит-базальтовые, андезит-андезито-базальтовые и дацит-липаритовая толщи. Таким образом, на Урале, так же как и на Передовом хребте Северного Кавказа, контрастные и последовательно дифференцированные серии вулканитов развиваются одновременно и на больших расстояниях переходят друг в друга. Интересно, что в этих двух регионах именно к контрастным сериям вулканитов приурочено колчеданное оруденение определенного типа.

На основании примерно 70 силикатных анализов, опубликованных в литературе, мы проанализировали петрохимические характеристики вулканитов Урупской подзоны. По вулканитам Кенделлярской и Картджуртской подзон в литературе опубликованы только единичные анализы. Для разделения вулканитов на группы были использованы критерии А. Миасиро и Х. Куно. Были построены диаграммы изменения содержания кремнезема и окиси титана и суммарной закиси железа (все железо пересчитано на двухвалентное) с изменением отношения суммарной закиси железа к окиси магния (рис. 16, 17), диаграмма изменения содержания кремнезема с изменением содержания щелочей (рис. 18).

По содержанию кремнезема выделяются две отчетливые группы пород, характеризующиеся бимодальным распределением, возможно скрыты две бимодальные подгруппы: базальты нормальной основности + дациты и базальты повышенной основности + липариты. На графиках обращает на себя внимание практически полное отсутствие фигуративных точек в поле, отвечающем по кремнекислотности андезитовым составам. Этот критерий не является показательным для всего вулканогенного комплекса Передового хребта, так как вулканиты такого состава известны по описаниям В. Л. Омельченко и С. Н. Скрипченко в кызылкольской свите Картджуртской подзоны. Из разрезов, указанных в работах этих авторов, было взято две пробы, которые на графиках попали в область, соответствующую по кремнекислотности андезитовым составам.

Отчетливо проявлен широкий интервал фракционирования щелочей как в базальтах, так и в дацит-липаритах. Как видно из рис. 18, интервал изменения концентрации щелочей для дацит-липаритов группы располагается в области перехода от толеитовых к известково-щелочным сериям для базальтов, охватывает толеитовое, известково-щелочное и частично щелочное поля со статистическим максимумом точек в поле известково-щелочных серий.

На рис. 16 хорошо виден достаточно большой интервал изменения величины FeO/MgO , опережающий достаточно ощутимо проявленное фракционирование по Fe и Mg. Это хорошо согласуется с данными по фракционированию титана (тот же

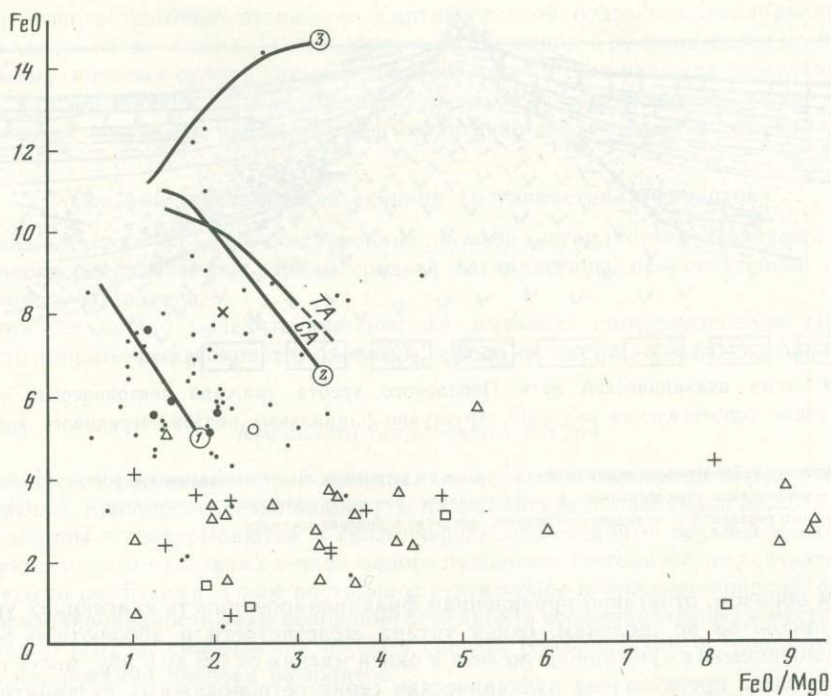


Р и с. 16 Диаграмма изменения содержания кремнезема и окиси титана с изменением отношения суммарного закислого железа, пересчитанного на двухвалентное, в породах нижней мегапластины

1 — базальтовые порфиристы; 2 — дицитовые порфиристы; 3 — спилиты; 4 — кварцевые альбитофиры; 5 — липаритовые порфиры; 6 — андезиты; 7 — диабазы. Поле диаграммы разделено на три типичных области, характеризующиеся кальций-щелочной (1), промежуточной кальций-щелочной (2) и толеитовой (3) направленностью фракционирования. Сост. по полным силикатным анализам, опубликованным в работах И. Я. Баранова и Н. В. Быкова (1975), А. М. Демина и С. М. Кропачева (1965), А. М. Демина и Г. К. Сиади (1969), В. Ф. Сидоренко и др. (1968 г.)

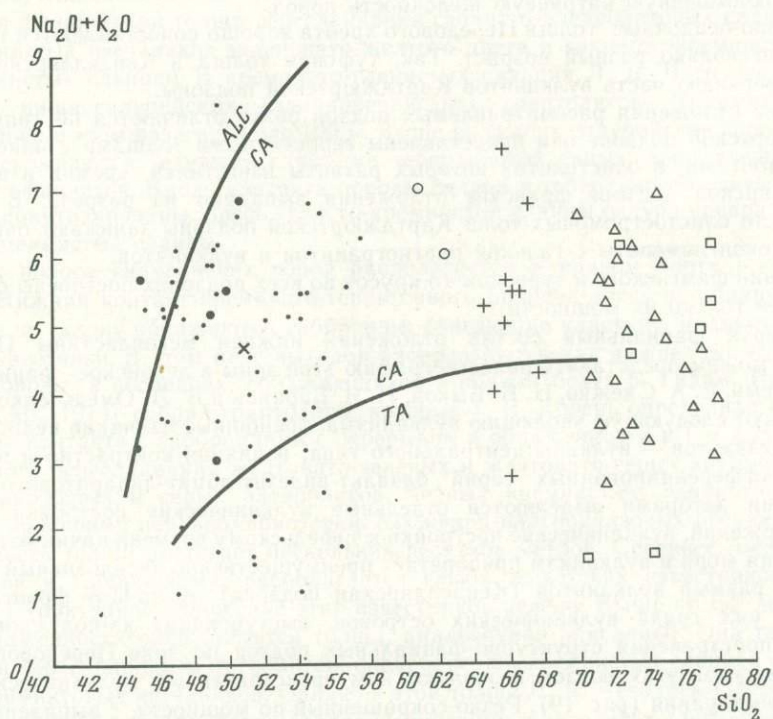
рисунком). Эти данные согласуются с вариациями изменения суммарного железа и отношения к нему (см. рис. 17).

На диаграмме $TiO_2 - FeO / MgO$ часть фигуративных точек пород основного и кислого состава ложится в поле с известково-щелочным типом фракционирования. Наряду с этим большое количество точек основных пород располагается в поле с фракционированием пород по толеитовому тренду.



Р и с. 17 Содержания суммарной закиси железа и окиси магния в вулканитах даутской свиты нижней мегапластины

Условные обозначения те же, что на рис. 16



Р и с. 18 Содержания кремнезема и щелочей в вулканитах даутской свиты нижней мегапластины

Условные обозначения те же, что на рис. 16

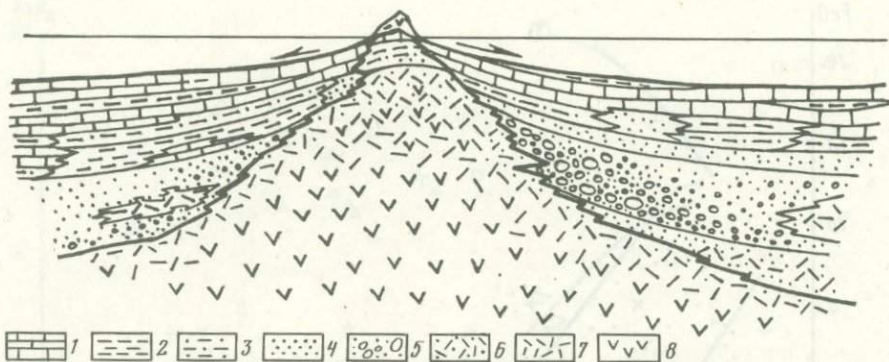


Рис. 19 Схема вулканической дуги Передового хребта (нижняя тектоническая единица). Сост. по схеме сопоставления разрезов структурно-фациальных подзон Передового хребта (см. рис. 15)

1 — терригенно-карбонатные отложения; 2 — алевролиты и аргиллиты; 3 — переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников; 4 — песчаники и туфопесчаники; 5 — конгломераты; 6 — туфопесчаники; 7 — туфы разного состава; 8 — вулканиды основного, среднего и кислого составов

Таким образом, отчетливо проявленная фракционированность слагающих урупскую серию вулканитов по щелочам, окиси титана железистости и абсолютная величина интервала отношения суммарного железа к окиси магния от 0,5 до 9,5%, могут говорить о том, что здесь представлена вулканическая серия островодужных вулканитов, обнаруживающих известково-щелочную направленность фракционирования и характеризующихся несколько повышенной щелочностью. Петрографические характеристики пород (см. выше) показывают значительную наложенную альбитизацию вулканитов, что наиболее вероятно отражает их спилитизацию и, таким образом, удовлетворительно объясняет повышенную натриевую щелочность пород.

Туфогенно-осадочные толщи Передового хребта хорошо сопоставляются по составу, но имеют несколько разный возраст. Так, туфовая толща в Кенделлярской подзоне замещает верхнюю часть вулканитов Картджуртской подзоны.

Франские отложения рассматриваемых подзон резко отличаются по типу разреза. В Картджуртской подзоне они представлены терригенными толщами с олистостромовыми горизонтами, в олистолитах которых развиты известняки, кремни и вулканиды. В Кенделлярской подзоне франские отложения выпадают из разреза. В Урупской подзоне место олистостромовых толщ Картджуртской подзоны занимают очень характерные туфоконгломераты с галькой плагиигранитов и вулканитов.

Отложения фаменского и турнейского ярусов во всех подзонах построены однотипно, различаются только их мощности.

Анализируя фациальный состав отложений нижней мегапластины Передового хребта, мы можем представить палеогеографию этой зоны в девонское—раннекаменноугольное время. Е. А. Снежко, Н. В. Быков, И. Я. Баранов и В. Л. Омельченко (1968 г.) устанавливают следующую эволюцию вулканизма: трещинные излияния недифференцированных базальтов — вулканы центрального типа, излияния контрастно и последовательного дифференцированных серий базальт-андезит-дацит-липаритового состава. Упомянутыми авторами выделяются отдельные вулканические постройки. Судя по составу отложений, вулканические постройки к эйфельскому времени начинают выходить из-под уровня моря и вулканизм приобретает преимущественно эксплозивный характер, начинается размыв вулканитов (Кенделлярская подзона). К началу франского века существует уже гряда вулканических островов, выступающих из-под уровня моря. Анализ распространения структурно-фациальных подзон по зоне Передового хребта, характер разрезов этих подзон позволяют нам представить эту вулканическую гряду вкрест ее простираения (рис. 19). Резко сокращенный по мощности, с выпадением франских и части живецких отложений, разрез Кенделлярской подзоны отвечает осевой, наиболее приподнятой в средне-позднедевонское время части вулканической гряды.

Франские олистостромовые отложения Картджуртской подзоны накапливались, вероятно, на северном ее склоне. Одновозрастные отложения Урупской подзоны отвечают, по-видимому, южному склону гряды и образовались за счет размыва ее вулканических пород и плагиогранитов фундамента. В фаменское и турнейское время на «плечах» вулканической постройки накапливались терригенно-карбонатные отложения.

Средняя тектоническая единица (мегапластина офиолитов)

На разных стратиграфических уровнях нижней мегапластины Передового хребта тектонически располагаются породы средней мегапластины, представленной породами офиолитового комплекса.

Внутри нее можно выделить два покрова, имеющих самостоятельное значение — кремнисто-терригенный покров, сложенный породами силура, и покров офиолитов.

Кремнисто-терригенный покров

Кремнисто-терригенный покров занимает самое низкое положение в разрезе средней мегапластины. Его породы везде надвинуты на фаменские образования нижней тектонической единицы и перекрываются, в свою очередь, отложениями верхней мегапластины или неоавтохтона. В отдельных местах полого падающие тектонические контакты осложнены крутыми разломами. Такое постоянное структурное положение покрова, его тектоническая изолированность дают основание объединить все разрозненные и местами очень маломощные выходы силурийских пород в единый тектонический покров, располагающийся в основании покрова офиолитов.

Крайние на востоке выходы пород кремнисто-терригенного покрова находятся в левом борту р. Теберда, в верховьях ее левого притока р. Гидам, где они слагают две полосы выходов. Первая полоса выходов располагается в 3 км западнее пос. Верхняя Теберда и вытянута вдоль склона. Здесь структурно выше (и выше по склону) гидамских известняков, относимых Л. Д. Чегодаевым к турнейскому ярусу нижнего карбона, располагается флишоидная толща переслаивания глинисто-алевролитовых сланцев, мелко-среднезернистых песчаников зеленовато-желтого цвета и глинисто-кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев. В кремнисто-глинистых сланцах Л. Д. Чегодаев обнаружил отпечатки нижнесилурийских (лландоверийских) граптолитов. Видимая мощность этого покрова в этом разрезе около 100 м. Выше по склону силурийские породы тектонически перекрываются зелеными сланцами тебердинской свиты, принадлежащими уже к покрову офиолитов. Вдоль контакта породы силура и тебердинской свиты расланцованы и милонитизированы. Здесь углисто-кремнистые сланцы силура превращены в графитисто-кремнистые сланцы.

Вторая полоса силурийских пород располагается в правом борту р. Гидам (см. рис. 11). Нижний контакт кремнисто-терригенного покрова здесь не обнаружен. Ниже и севернее по склону обнажаются габброиды, слагающие пластину, надвинутую на турнейские известняки. В этом поле выходов располагаются как нижне- так и верхнесилурийские породы в последних, обнажающихся в правом борту р. Гидам, И. И. Греков [Греков и др., 1974] собрал граптолиты, которые Т. Н. Корень определила как лудловские. Выше контакта с габброидами с перерывом в обнаженности в 1 м выходит толща флишоидного переслаивания желтовато-зеленых и желтовато-серых кремнистых аргиллитов, темно-серых и серых алевролитов, черных кремнистых, глинисто-кремнистых сланцев с прослоями неравномернозернистых кварц-плагиоклазовых песчаников. Видимая мощность толщи достигает нескольких десятков метров. Севернее, между описанной толщей и габброидами, располагается глыба живетских известняков размером 30 × 30 м. Структурное положение этих известняков неясно. Выше по склону с перерывом в обнаженности располагается толща, аналогичная описанной. Она также характеризуется переслаиванием аргиллитов, алевролитов и кремнистых сланцев с прослоями серых полимиктовых песчаников. Однако в этой толще Л. Д. Чегодаев (1979 г.) обнаружил отпечатки нижнесилурийских (лландоверийских) граптолитов. Оновываясь на практически полном в данном разрезе литологическом сходстве верхне- и нижнесилурийских

пород, можно предполагать вслед за Л. Д. Чегодаевым, что здесь мы имеем дело с тектонически нарушенным единым силурийским разрезом.

Выше по склону на породы силура надвинуты отложения тебердинской свиты, принадлежащей уже к покрову офиолитов. Контакт хорошо виден, по нему развиты сильно рассланцованные, милонитизированные породы.

Район левого борта р. Теберда в верховьях левого притока р. Гидам очень интересен в плане изучения аллохтонного комплекса Передового хребта. Здесь в аллохтонном залежании находятся верхне- и нижнесилурийские породы, габброиды, а также основные эффузивы и зеленые сланцы тебердинской свиты, однако структура района остается неясной из-за плохой обнаженности, так как все контакты практически закрыты. Кроме того, структура сильно нарушена крутопадающими разломами общекавказского простирания, которые в этой части Передового хребта имеют существенное значение. По наблюдаемым соотношениям ясно, что терригенно-кремнистый покров располагается структурно выше пород турнейского яруса и тектонически перекрывается тебердинскими сланцами покрова офиолитов.

Следующие к западу выходы терригенно-кремнистого покрова находятся в правом борту р. Маруха, в районе ее коленообразного изгиба (см. рис. 11). Этот район наряду с районом р. Теберда является опорным при выделении Марухского покрова [Греков и др., 1974]. В составе этого покрова упомянутыми авторами был выделен ряд пластин, надвинутых на известняки фамена—турне и сложенных (снизу вверх) эффузивами основного состава, сланцами, включающими линзу известняков с фауной эйфеля, зелеными сланцами и эффузивами тебердинской и карабекской свит. Для сланцевой толщи авторами предполагался среднедевонский возраст, а для пород вышележащих пластин — раннекарбонный и более древний (силурийский) возраст. Исследования, проведенные Л. Д. Чегодаевым в 1975—1976 гг., показали, что структура здесь сложнее, чем предполагалось ранее. В восточной части полосы выходов сланцевой толщи, в линзах углисто-кремнистых сланцев, были обнаружены отпечатки лландоверийских граптолитов. Эти находки поставили под сомнение среднедевонский возраст сланцевой толщи.

Район среднего течения р. Маруха изучался автором в основном совместно с Л. Д. Чегодаевым в 1975 и 1977 гг. С учетом данных Л. Д. Чегодаева разрез автохтонного комплекса на р. Маруха можно представить следующим образом. В правом борту р. Маруха, напротив коленообразного изгиба, в нижней части склона обнажается толща фаменской пастуховской свиты, представленной чередованием пластов мраморизованных известняков и прослоев песчаников и алевролитов серовато-зеленого цвета. Мощность свиты в этом разрезе достигает 600 м. Выше согласно залегает 400-метровая пачка также терригенно-карбонатных пород, относимых уже к марухской свите турнейского возраста. Породы пастуховской и марухской свит слагают здесь крыло пологой синклинали и падают преимущественно на юго-юго-восток. Еще выше по склону на образования фамена—турне надвинуты эффузивы так называемой касаевской толщи (Омельченко, 1976 г.). Они представлены сложным сочетанием субвулканических тел габбро-диабазов, диабазов и эффузивов основного состава. Породы касаевской толщи слагают выдержанную пластину мощностью 150—200 м и протягиваются в юго-западном направлении до долины р. Маруха.

На вулканыты касаевской толщи надвинута терригенно-сланцевая толща мощностью около 200 м. Контакт между двумя толщами пластины явно тектонический, по нему располагаются милонитизированные и катаклазированные породы.

Породы сланцевой толщи смяты в систему мелких складок с падениями на крыльях на юго-запад и северо-восток. В целом они образуют синформную структуру, так как в западной части выходов толщи преобладают падения на восток $90-130^\circ < 40-50^\circ$ и в восточной части на запад — $250^\circ < 40-50^\circ$. Разрез сланцевой толщи хорошо виден на небольшом хребтике, который слагает один из отрогов водораздела рек Маруха и Аксаут. В восточной части поля выходов рассматриваемой толщи представлены ритмичным чередованием серых и зеленовато-серых песчаников и алевролитов. Выше по падению или в западном направлении в них появляются прослои и линзы черных и темно-серых кремнистых сланцев. В этих сланцах Л. Д. Чегодаевым (1975 г.) обнаружены отпечатки грап-

толитов лландоверийского яруса нижнего силура. Далее на запад в толще наблюдаются конгломератобрекчии, состоящие в основном из обломков кремнистых сланцев, а также алевролитово-глинистых сланцев и мелкозернистых песчаников. Далее на хребтике, после перерыва в обнаженности, обнажается толща флишоидного переслаивания средне- и мелкозернистых кварц-плагиоклазовых песчаников с новообразованными зернами слюды, алевролитов темно-серого цвета и глинистых сланцев. Эта толща слагает уже западное крыло описываемой синклинали. В ядре этой структуры стратиграфически выше последней пачки располагается линза известняков с верхнеэйфельскими породами. Она согласна ложится на песчаники, в которых вблизи контакта появляются прослой известковистых сланцев. Верхний контакт линзы не виден. К западу от нее идет пачка переслаивания песчаников и алевролитов. В этих песчаниках в отличие от песчаников, обнажающихся в восточной части поля выходов сланцевой толщи, наблюдаются плохо различимые отпечатки флоры, к сожалению неопределимой.

В связи с тем что контакт между пачкой с граптолитами нижнего силура и пачкой, содержащей известняки верхнего эйфеля, не вскрыт, трудно судить о возрасте всей сланцевой толщи. Здесь возможны два варианта. Либо этот разрез пород от нижнего силура до среднего девона един, и тогда на расстоянии 40—50 м на породы нижнего силура с разрывом (конгломераты с галькой кремнистых сланцев) ложатся отложения, включающие средний девон, нижний девон и, возможно, часть верхнего силура. Либо здесь происходит совмещение двух разновозрастных толщ, одна из которых имеет нижнесилурийский возраст и сложена кремнисто-терригенными породами, а другая является более молодой — среднедевонской — нижнекаменноугольной с линзой или олистолитом известняков эйфеля. Возможно, она представляет собой тектонически выколотую часть разреза раннекаменноугольного олистострома. Выше по склону сланцевая толща, которая включает нижнесилурийские отложения, по пологому контакту тектонически перекрывается зелеными сланцами тебердинской свиты, которая принадлежит уже разрезу офиолитового покрова. Плоскость контакта, подчеркнутая зоной сильно рассланцованных и милонитизированных пород, падает на юго-восток под углами 30—40°. Здесь же наблюдаются мелкие тектонические линзы лиственитизированных гипербазитов.

Следующие на запад выходы кремнисто-терригенного покрова обнаружены Л. Д. Чегодаевым в левом борту р. Маруха, на склонах горы Пастухова. Породы этого покрова образуют здесь изолированный выход, ограниченный разломами. Восточный контакт, вдоль которого породы кремнисто-терригенного покрова надвинуты на эффузивы каскаевской толщи, проходит практически параллельно склону. С северо-запада и с юга эти породы по крутым разломам, входящим в систему Касаевского регионального разлома, граничат с известняками марухской свиты нижнего карбона и с зелеными сланцами тебердинской свиты. Так же как и в правом борту р. Маруха, породы кремнисто-терригенного покрова представлены чередованием олигомиктовых песчаников серого и зеленовато-серого цвета с алевролитами и глинистыми сланцами и прослоями и линзами глинисто-кремнистых и углисто-кремнистых сланцев. В углисто-кремнистых сланцах Л. Д. Чегодаевым обнаружены отпечатки лландоверийских граптолитов.

Следующее к западу поле выходов покрова располагается в левом борту р. Большой Зеленчук, на склонах балки Богословской. Породы терригенно-кремнистого покрова занимают здесь аналогичное структурное положение. С севера и северо-востока эти породы взброшены или надвинуты (контакт плохо обнажен) на туфоконгломераты семиродниковской свиты среднего девона. Видимая мощность покрова около 200 м.

Далее по простиранию структуры Передового хребта отложения, которые мы относим к кремнисто-терригенному покрову, обнажаются на крыльях Архызской антиклинали, в ядре которой выступают туфоконгломераты семиродниковской свиты среднего—верхнего девона. Породы покрова обнажаются на южном склоне хребта Абишира-Ахуба, в верховьях балки Баритовой, на южном и западном склонах горы Джемаракли-Тебе, в левом борту первого правого истока р. Кяфар-Агур. Во всех этих выходах мощность покрова и протяженность выходов очень небольшие. Мощность колеблется от первых метров на южных склонах хребта Абишир-Ахуба до 150 м на р. Кяфар-Агур. Такая небольшая мощность наблюдается в связи с тем, что породы кремнисто-терригенного по-

кровы практически повсеместно тектонически срезаны вышележащим мощным (более 600 м) покровом офиолитов, и мы видим только субгоризонтально залегающие тектонические клинья, выступающие из-под верхнего покрова. Отложения кремнисто-терригенного покрова в этих выходах представлены чередованием олигомиктовых песчаников серого цвета, аргиллитов и алевролитов с прослоями и линзами черных углисто-кремнистых сланцев. Эти сланцы в контакте с образованиями нижней мегапластины и с породами покрова офиолитов сильно изменены и превращены в графитисто-кремнистые сланцы. Фаунистических остатков в этих местах не найдено. Мы относим их к силуру и к нижнему покрову на основании их структурного положения и полного литологического и формационного сходства с фаунистически охарактеризованными отложениями на реках Маруха и Теберда.

В западных районах Передового хребта, в бассейнах рек Ацгара, Уруп и на хребте Дженту с отложениями покрова по формационному и литологическому сходству могут быть сопоставлены породы, залегающие в общем поле выходов Ацгаринского тектонического покрова. На хребте Дженту, в ядре синклинали, на известняки Марухской свиты надвинута флишондная толща ритмично переслаивающихся метапесчаников, металевролитов и филлитов, в которых наблюдаются пластовые тела метаморфизованных лав андезит-дацитового состава и маломощные тела конгломератобрекчий, состоящих из обломков металевролитов и кремнистых сланцев. Характерны маломощные прослой черных углисто-кремнистых графитизированных сланцев, в некоторых из них присутствует гранат. В юго-западной части покрова, надвинутого здесь на турнейские известняки, описанная выше толща тектонически перекрывается двуслюдяными и гранат-двуслюдяными метаосадочными сланцами, метаморфизованными уже в эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма (Е. В. Хаин, 1977 г.).

Таким образом, в зоне Передового хребта мы видим достаточно выдержанную полосу выходов кремнисто-терригенного покрова, в котором преобладают породы преимущественно силурийского возраста. Везде они занимают самое нижнее место в средней тектонической единице, располагаются на породах нижней мегапластины и перекрываются тектоническим покровом офиолитов. Во всех выходах толща имеет весьма сходный формационный состав. Для нее характерно присутствие кварц-плагиоклазовых с наложенными биотитом и мусковитом песчаников, табачно-зеленых алевролитов и линз кремнистых и углисто-кремнистых сланцев. В отличие от остальных пород, участвующих в строении аллохтона, они хотя и метаморфизованы в фации зеленых сланцев, но меньше хлоритизированы и эпидотизированы.

Покров офиолитов (структурное положение и вещественная характеристика)

На отложения кремнисто-терригенного покрова или непосредственно на породы нижней мегапластины надвинут покров, который состоит в основном из пород офиолитового комплекса. Мощность покрова на р. Кяфар-Агур достигает 1000 м. Его выходы протягиваются от водораздела рек Теберда и Кыр-Кол в восточной части зоны Передового хребта до р. Кяфар на западе.

До 1975 г. гипербазиты, габброиды, диабазы и другие породы, включаемые сейчас нами в покров офиолитов, традиционно рассматривались как интрузивные образования раннекаменноугольного возраста. Наиболее полные сводки по основным и ультраосновным породам опубликованы Н. Д. Соболевым [1952], Ю. Н. Хильтовым [1959], А. А. Каденским [1956], Г. Д. Афанасьевым и его сотрудниками [1969, 1971] и др. Рассматриваемые породы подробно описаны также в работах геологов, проводивших здесь геологическую съемку (Г. А. Михеев, В. Л. Омельченко, В. Ф. Сидоренко, Г. Л. Донченко и др.).

А. А. Каденский дал, на мой взгляд, наиболее объективное и полное описание основных и ультраосновных пород Передового хребта. Он отмечал, что самые большие массивы серпентинитов и габбро имеют блюдцеобразную форму и субгоризонтальные контакты. Отмечалось также отсутствие зон закалки на контактах массивов и наличие по ним зон катаклазированных и метасоматически измененных пород, а также многочисленных зеркал скольжения. Он высказал предположение, что гипербазиты передвигались в высо-

кие горизонты земной коры в твердом состоянии. А. А. Каденским была описана и прекрасно зарисована протрузия (в современном понимании) серпентинитов в раннекаменноугольные известняки.

Ультраосновные и основные породы, а также диабазы, эффузивы основного состава и сопутствующие им осадки, автором введ за А. А. Беловым и В. Л. Омельченко [1976] выделяются в офиолитовый комплекс. Породы этого комплекса отделены пологими тектоническими контактами от выше- и нижележащих пород и имеют региональное распространение в пределах зоны Передового хребта, поэтому целесообразно выделить их в самостоятельный покров офиолитов.

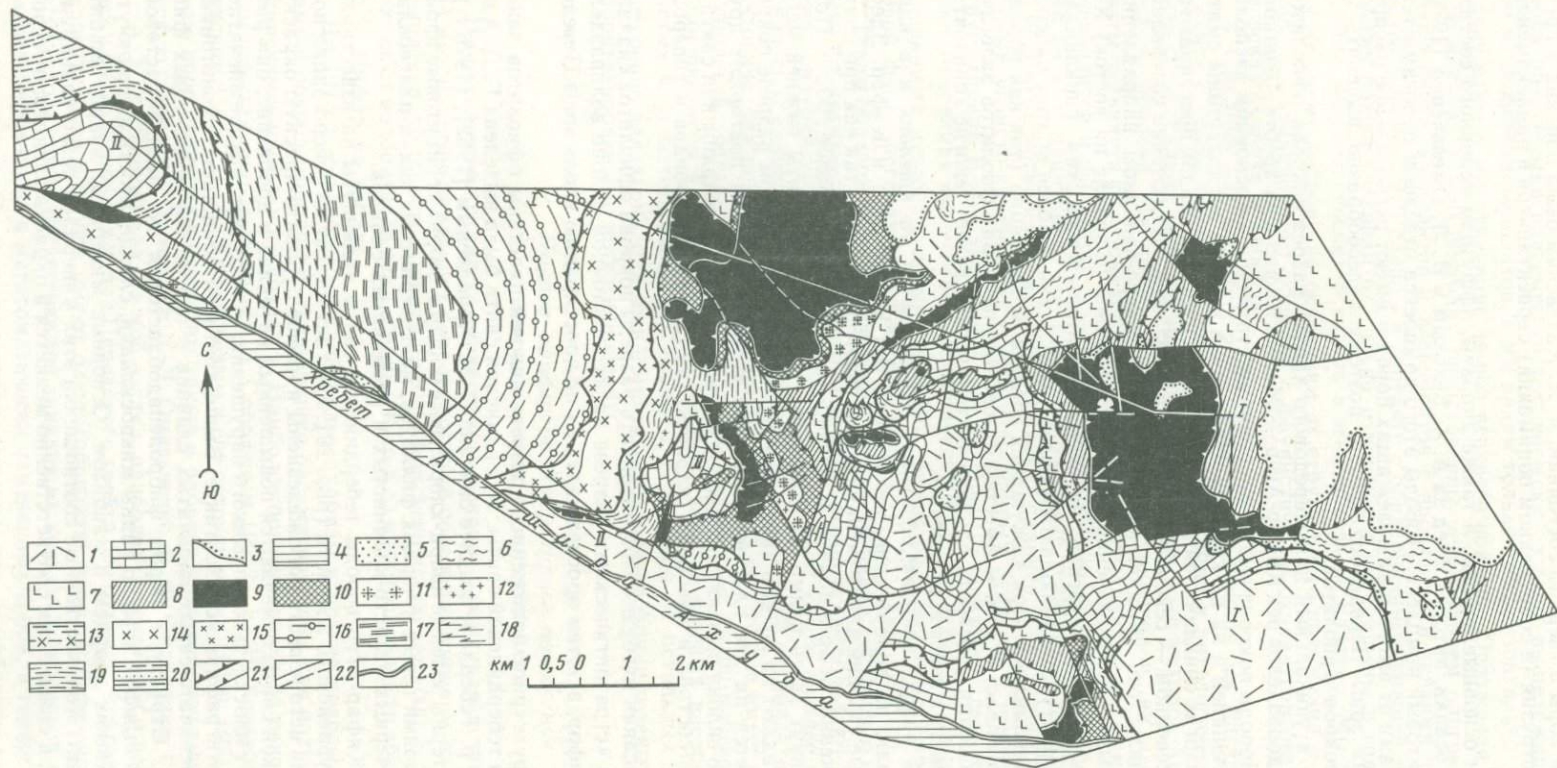
Наиболее полный и уникальный для Передового хребта разрез покрова офиолитов вскрыт на склонах водоразделов рек Кяфар-Агур — Малый Кяфар и на хребте Абишира-Ахуба (рис. 20, 21). Породы покрова имеют синформную структуру и в основном располагаются в ядрах синклиналей и на их крыльях. Отложения нижней мегапластины смяты в систему крупных пологих синклиналей и антиклиналей. Оси этих складок простираются преимущественно в северном — северо-восточном направлении. Исклечение составляет Архызская антиклиналь, ось которой простирается в северо-западном направлении. Кроме этой структуры, В. Л. Омельченко (1976 г.) выделены (с запада на восток) Кяфарская синклиналь, Кяфар-Агурская антиклиналь, Мало-Кяфарская синклиналь. В антиклинальных структурах наблюдаются более узкие замки и более крутые падения на крыльях, чем в синклиналях. При кажущемся согласном залегании (так как породы нижней и средней мегапластин смяты вместе) отложения покрова офиолитов залегают резко несогласно и нижняя плоскость надвига тектонически срезает многие горизонты, а иногда целые свиты нижней мегапластины.

Наиболее полный разрез покрова офиолитов наблюдается на крыльях и в ядре Кяфарской синклинали, на водоразделе, на склонах рек Кяфар-Агур и Кяфар. Здесь существуют идеальные условия для изучения офиолитового комплекса, так как при почти стопроцентной обнаженности врез долины р. Кяфар-Агур составляет более 1000 м. Покров офиолитов надвинут здесь прямо на известняки джентинской свиты нижней мегапластины, которые падают на юг-юго-запад под углами 30—40°. В этом разрезе покров офиолитов расчленяется на две пластины, разрезы которых в целом повторяют друг друга. Снизу вверх по склону выделяются чешуи зеленых сланцев (тебердинская свита), эффузивов основного состава и диабазов (карабекская свита), габброидов и гипербазитов.

Для простоты описания мы будем рассматривать разрезы покрова офиолитов сначала в наиболее полном и «стратоптическом» разрезе на юго-восточном склоне водораздела рек Кяфар-Агур и Кяфар, а затем прослеживать их по простираанию вдоль зоны Передового хребта.

Самое нижнее структурное положение в разрезе нижней пластины офиолитов занимают зеленые сланцы тебердинской свиты. Тебердинская свита была выделена Г. Д. Ажгиреем в левом борту р. Теберда и позднее описана С. М. Кропачевым [1962], (1976 г.). Для ее разреза характерны зеленые кварц-хлоритовые и кварц-хлорит-серицитовые плейчатые сланцы с прослоями серых и черных филлитов, мелкозернистых кварц-плагиоклазовых песчаников и черных углисто-кремнистых и кремнистых сланцев.

В левом борту р. Кяфар-Агур породы тебердинской свиты надвинуты на известняки джентинской свиты турнейского возраста (рис. 22). Контакт падает на северо-запад под углами 35—40°. Вдоль него известняки ожелезнены и имеют буровато-красную окраску. В породах тебердинской свиты отмечаются повышенный катаклаз и дробление, они рассланцованы согласно с плоскостью разрывного нарушения, что создает ложное впечатление о согласном стратиграфическом контакте. Выше контакта обнажается монотонная толща зеленых и зеленовато-серых плейчатых сланцев с прослоями темно-серых филлитовидных сланцев. Структура пород фибролепидобластовая до лепидобластовой, текстура плейчатая. В шлифах хорошо видны микроскладки, сланцеватость подчеркнута прослоями, обогащенными кварцем и альбитом. Основные минералы: кварц, альбит, эпидот, хлорит, серицит. Количественные соотношения этих минералов резко варьируют от прослоя к прослою, в связи с чем соответственно меняется и окраска сланцев: от серой



Р и с. 20 Геологическая карта междуречья рек Малый Кяфар и Ацгара. Сост. Е. В. Ханн при участии А. А. Лыгалова, с использованием материалов В. Л. Омельченко, А. А. Белова, В. Ф. Сидоренко, Н. В. Быкова и др.

1 — средне-верхнедевонские туфокогломераты и туфы (пшицерская свита); 2 — известняки, филлиты и зеленые сланцы фамена-турне; 3 — стратиграфически несогласные границы; 4 — отложения мезозоя; 5 — терригенно-кремнистые отложения силура (?); 6 — зеленые сланцы и филлиты тебердинской свиты; 7 — базальтовые порфириты, спилиты, диабазы карабекской свиты; 8 — габброиды; 9 — серпентинизированные гипербазиты; 10 — амфиболиты; 11 — сиенит-диориты; 12 — граниты; 13 — двуслюдяные гранат-кварц-плагноклазовые сланцы; 14 — габбро-диориты; 15 — тоналиты; 16 — двуслюдяные гранат-ставролитовые, гранат-силлиманитовые сланцы; 17 — микрогнейсы; 18 — амфиболовые сланцы; амфиболиты; 19 — биотитовые гнейсы; 20 — терригенно-кремнистые отложения силура (?); 21 — надвиги; 22 — взбросы, сбросы; 23 — Тырнауз-Пшекишский разлом

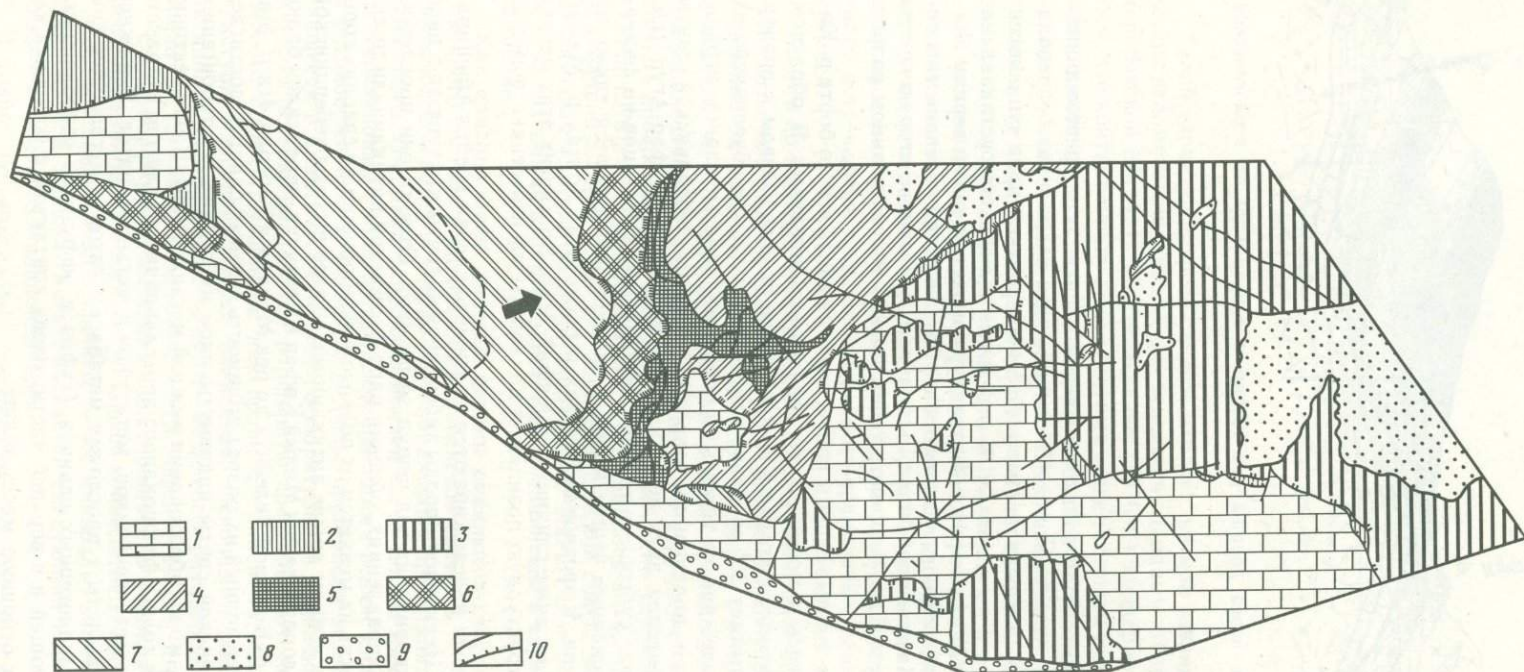


Рис. 21 Тектоническая схема по геологической карте (см. рис. 20) р-на верховьев рек Ацгара, Кяфар, Кяфар-Агур, Малый Кяфар

1—9 — формационные комплексы: 1 — нижней мегапластины, 2 — кремнисто-терригенного покрова, 3 — нижней пластины покрова офиолитов, 4 — верхней пластины покрова офиолитов, 5 — пластины метаморфических сланцев, 6 — пластины плагиигранитов, 7 — пластины кристаллических сланцев, 8, 9 — неавтохтона; 10 — взбросы, сбросы, надвиги



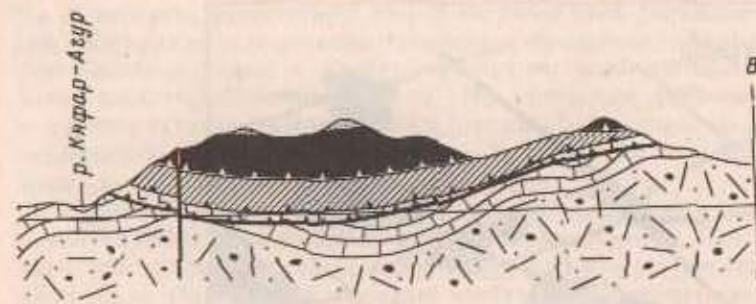
Рис. 22 Геологический профиль через долины рек Кяфар и Кяфар-Агур по геологической карте (см. рис. 20)

Условные обозначения те же, что на рис. 20

в сланцах, обогащенным серицитом, до оливково-зеленой в сланцах с преобладанием эпидота и темно-зеленой в хлоритовых сланцах. В описываемом разрезе резко преобладают темно-зеленые хлоритовые сланцы, возникшие, по всей вероятности, по вулканогенным породам основного состава и по диабазам. В отдельных шлифах это устанавливается достаточно отчетливо по реликтам офитовой структуры и растащенным зернам плагиоклаза. Вверх по склону зеленые сланцы становятся все более и более массивными и переходят постепенно в плагиоклазовые порфириты и диабазы, слагающие вторую чешую нижней пластины покрова офиолитов. Мощность тебердинской свиты в данном разрезе составляет около 100 м.

В направлении на юго-запад зеленые сланцы протягиваются вдоль левого борта р. Кяфар-Агур, постепенно уменьшаясь в мощности до полного выклинивания. В обратном направлении сланцы слагают полосу выходов в нижней части склона в левом и правом бортах реки. Их мощность достигает 250 м. Такое изменение мощности обусловлено их тектоническим срезанием вышедшими тяжелыми породами. Зеленые сланцы играют, по-видимому, роль смазки при надвигании покровов. Породы тебердинской свиты обнажаются также на водоразделах двух первых левых истоков р. Кяфар-Агур (см. рис. 19), где они залегают в виде субгоризонтальных тектонических останков на фаментурнейских известняках. Обнаженные чешуи зеленых сланцев наблюдаются также на крыльях Вингурской синклинали, в эрозионных срезках в русле и на бортах р. Малый Кяфар и в левом борту р. Кяфар, ниже слияния с р. Кяфар-Агур. Во многих этих местах они занимают аналогичную структурную позицию и надвинуты на известняки фаментурне.

Выходы в южном направлении прослеживаются до южного склона хребта Абишира-Ахуба. В правом борту балки Церковной породы тебердинской свиты выступают в виде узкой полосы северного простирания из-под чешуи эффузивов. Отсюда они прослеживаются в южном и западном направлениях, облекая ядро Архызской антиклинали практически со всех сторон. Мощность их меняется от полного выклинивания на склонах горы Джемаракли-Тебе до 200 м на южном крыле антиклинали. Далее выходы тебердинской свиты протягиваются вдоль водораздела рек Малый Кяфар и Зеленчук, через склон балки Богословской на правый борт р. Большой Зеленчук до рек Маруха и Теберда. На р. Маруха, где наблюдается наиболее полный их разрез, мощность зеленых сланцев достигает 1300 м. Здесь породы тебердинской свиты надвинуты либо на отложения терригенно-кремнистого покрова, либо прямо на образования нижней мегапластины. Выше тектонического контакта наблюдается толща флишoidного переслаивания фялитов, метаалевролитов, метатупоесчаников, метапесчаников, метатупов и метавулканитов. В нижней части разреза преобладают филлиты с прослоями метаалевролитов и метапесчаников. Выше по разрезу роль аповулканогенных сланцев (туфов и эффузивов основного состава) становится преобладающей и в верхней части; перед контактом с породами карабекской свиты они слагают основную массу толщи.



Такой характер разреза свидетельствует, на мой взгляд, о нормальных стратиграфических взаимоотношениях между зелеными сланцами тебердинской свиты и вулканитами карабекской свиты. В. Л. Омельченко (1976 г.) придерживается другого мнения и считает, что контакт между этими свитами везде тектонический, залеченный местами метасоматическими процессами. В отдельных местах действительно наблюдается тектонический контакт, но чаще виден постепенный переход. Разрывные нарушения по этому контакту связаны, по моему, с разной компетентностью толщ и с тем, что сланцевая толща находилась в подошве движущегося покрова.

В нижней части разреза тебердинской свиты на р. Маруха наблюдаются отдельные прослои и линзы мраморизованных известняков розоватого и серого цвета, в которых встречены неопределимые остатки криноидей. В разрезах по р. Теберда также наблюдаются прослои мраморов с тонкополосчатой бело-серой и розовой окраской, кроме того, часто встречаются прослои графитисто-кремнистых сланцев черного цвета и черных кремней.

Вплоть до последнего времени очень важным оставался вопрос о возрасте тебердинской свиты, который рассматривался как нижнекаменноугольный. Решение этого вопроса позволило бы говорить достаточно определенно и о возрасте базальтов офиолитового комплекса. А. А. Белов и В. Л. Омельченко предположили, что породы свиты имеют нижнепалеозойский возраст. На основании структурного положения зеленых сланцев можно предположить позднеордовикский-раннесилурийский возраст ее отложений [Хани, 1979]. Это предположение подтвердилось находками Л. Д. Чегодаева (1979 г.) радиолярий в кремнистых сланцах тебердинской свиты, которые определены Б. М. Садрисламовым (*Spirothra mindjakensis Sadrislamov in coll.*) как силурийские, благодаря чему аллохтонный характер залегания тебердинской и карабекской свит уже не оставляет сомнения.

Как описано выше, зеленые сланцы сменяются гипсометрически выше эффузивами основного состава и диабазами карабекской свиты. В отличие от сланцев тебердинской свиты в левом борту р. Кяфар-Агур обнажается представительный разрез пород карабекской свиты. Она представлена в нижней части склона в основном метаморфизованными плагиоклазовыми порфиритами, содержащими редкие слюды и реже — дайки диабазов и роговообманковых диабазов. Породы претерпели зеленосланцевое изменение, выразившееся в практически полной соссюритизации плагиоклаза и уралитизации цветных минералов. Плагиоклазовые порфириты представляют собой зеленые и темно-зеленые породы. Структуры породы, как правило, гранонематобластовая и бластопорфировая. Текстура массивная, редко сланцевая. Основными минералами являются амфибол, активолит-тремолитового ряда 15—20%, соссюритизированный плагиоклаз — 40—50%, эпидот — 15—20%, хлорит — 5—10%, сфен — 1—3% и рудный минерал.

Среди порфировых выделений обычно развиты монокристаллы плагиоклаза, часто замещенные эпидотом. Реже наблюдаются пойкилитовые сростки плагиоклаза и клинопироксена. В основной массе развиты те же минералы, замещенные агрегатами тремолита, активолита и эпидота. Устанавливается следующий порядок кристаллизации: плагиоклаз — плагиоклаз + клинопироксен.

В толще плагиоклазовых порфиритов присутствуют отдельные покровы пироксена-

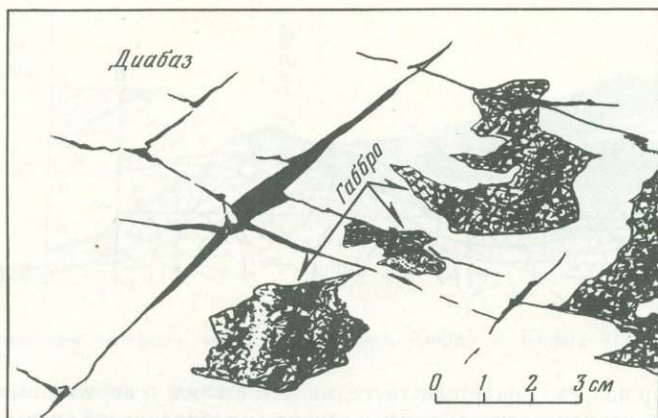


Рис. 23 Ксенолиты габбро-амфиболитов в породах комплекса даек и силлов (правый борт р. Кяфар-Агур)

плагноклазовых и пироксеновых порфиритов, но они играют явно подчиненную роль. Выше по склону количество силлов диабазов и роговообманковых диабазов начинает возрастать и в средней части разреза они играют уже доминирующую роль. Здесь резко преобладают интрузивные породы, среди которых выделяются две разности: светло-зеленые хорошо раскристаллизованные, уралитизированные роговообманковые диабазы с прекрасно выраженной офитовой структурой и темно-зеленые менее раскристаллизованные, также измененные микродиабазы. Встречаются и редкие покровы базальтовых порфиритов. Силлы расположены практически параллельно друг другу и вытянуты вдоль простирания и согласно с подошвой толщи.

Еще выше по склону, в части, тяготеющей уже к подошве вышележащей чешуи габброидов, характер толщи изменяется. В ней появляются резко секущие и произвольно расположенные дайки диабазов. Наблюдается зона сложного сочетания тел диабазов, габбро-диабазов, с одной стороны, и габброидов и габбро-амфиболитов — с другой. Переход к этой зоне постепенный. Габбро-амфиболиты присутствуют в виде скиалитов неправильной формы и разного размера и представляют собой сильно измененные породы, состоящие в основном из сосюртитизированного плагноклаза, актинолита, роговой обманки, а также хлорита, эпидота и рудных минералов типа титано-магнетита (рис. 23). Структура пород реликтовая габбровая или габбро-офитовая. Иногда габбро-амфиболиты полностью замещены вторичными минералами. Среди диабазов присутствуют две основные разности — от мелкозернистых до микрозернистых, слагающих краевые части даек, и лейкогаббро-диабазы, которые находятся в центральной, наиболее хорошо раскристаллизованной части даек и силлов.

Все рассматриваемые породы испытали, кроме зеленосланцевого изменения, сильный катаглаз, который устанавливается по разорванным и растащенным кристаллам плагноклаза. Часто диабазы состоят из «каши» раздавленных и растащенных кристаллов плагноклаза и цветных минералов, причем катаглаз пород прогрессивно увеличивается вверх по склону. Диабазы во всех наблюдаемых случаях являются более поздними, чем габбро, что устанавливается по присутствию в диабазах зон закалки. Они иногда полностью проплавливают габбро и содержат округлые, неправильной формы скиалиты этих пород, размеры которых достигают первых сантиметров. В других случаях количественные соотношения между этими разностями пород почти равные. Такая картина, вероятнее всего, объясняется неоднократным внедрением диабазов в уже раскристаллизованные и холодные габбро из близко находящихся магматических очагов. Эти факты подтверждаются, в частности, тем обстоятельством, что диабазы секут метаморфическую полосчатость габброидов. Среди пород этой части разреза наблюдаются отдельные мало-мощные покровы плагноклазовых порфиритов.

Описанная выше зона имеет видимую мощность 150—200 м. Выше габброиды и диабазы перекрываются по резкому тектоническому контакту мощной чешуей габброидов.

Вдоль контакта присутствует 40—50-метровая зона динамометаморфизованных пород, среди которых выделяются бластомилонитизированные габбро-амфиболиты, хлорит-карбонат-плагноклазовые и хлорит-карбонат-роговообманковые бластомилониты, эпидоциты, эпидот-карбонатные породы. По отдельным реликтам первичных минералов и структур устанавливается, что все породы образовались по диабазам, плагноклазовым порфиритам, плагноклазитам и габбро-амфиболитам. Все эти породы вдоль контакта тонко рассланцованы.

В работе А. А. Белова и В. Л. Омельченко контакт между породами карабекской свиты и чешуей габброидов рассматривается как постепенный. Действительно к нему примыкают, как это будет показано ниже, близкие по возрасту, составу и условиям образования породы. Однако прослеживание контакта по простирацию, на склонах водораздела рек Кяфар-Агур и Малый Кяфар, на южных склонах хребта Абишира-Ахуба и в других местах показало, что повсеместно эта зона сопровождается бластомилонитизированными и брекчированными породами, а также отчетливой плоскостью срыва. Кроме того, во всех наблюдаемых разрезах катаклиз пород карабекской свиты прогрессивно увеличивается в сторону чешуи габброидов. Поэтому я рассматриваю данный контакт как тектонический, отдавая себе отчет в том, что по сравнению с другими горизонтальными срывами внутри офиолитового комплекса он имеет второстепенное значение.

В описываемом разрезе левого борта р. Кяфар-Агур, который имеет видимую мощность от 80 м в юго-западной части склона до 400 м в северо-восточной, отчетливо выделяются три пачки примерно равной мощности: пачка плагноклазовых, реже пироксеновых порфиритов с редкими силлами диабазов, пачка, сложенная в основном силлами диабазов и, наконец, зона, где большую роль играют габброиды. В правом борту р. Кяфар-Агур, на склонах балки Церковной и Баритной, куда прослеживаются выходы пород карабекской свиты, верхняя часть разреза отсутствует, что объясняется, по-видимому, тектоническим срезанием верхних горизонтов. Так как верхние и нижние контакты толщи обычно тектонические, в результате чего эффузивы часто контактируют прямо с отложениями нижней мегапластины, в каждом отдельном случае наблюдается какая-либо отдельная часть разреза. От начала хребта Абишира-Ахуба выходы пород этой толщи прослеживаются по левому борту р. Большой Зеленчук в район балок Линева и Богословская. Далее практически сплошная полоса выходов тянется через правый борт р. Большой Зеленчук к горе Большой Карабек и опускается в долину р. Маруха. Последние на востоке выходы наблюдаются в правом борту р. Маруха. На р. Маруха мощность карабекской свиты достигает 900 м. Во всех выходах ее породы располагаются непосредственно выше зеленых сланцев тебердинской свиты. Разрез на р. Маруха имеет несколько иной характер, поскольку в нем, кроме перечисленных выше пород встречены вариолиты, гиалокластиты и покровы подушечных лав, достигающие большой мощности (до 200 м).

В. Л. Омельченко (1976 г.), проводивший детальную (масштаб 1 : 10 000) съемку этого района, описывает следующий разрез пород карабекской свиты.

	Мощность, м
1. Вариолиты	110
2. Гиалокластиты	21
3. Спилиты	100
4. Пироксеновые базальтовые порфириты	64
5. Спилиты	254
6. Базальтовые порфириты	64
7. Спилиты	36
8. Пироксеновые базальтовые порфириты	19
9. Габбро-диабазы	3
10. Пироксеновые базальтовые порфириты	41
11. Пропилитизированные базальтовые порфириты	22
12. Базальтовые порфириты миндалекаменные	32
13. Базальтовые порфириты участками эпидотизированные	95
14. Пропилитизированные базальтовые порфириты	120

Кроме этих пород, местами встречаются отдельные тела кварцевых кератофигов. Базальты разреза р. Маруха подверглись зеленосланцевому изменению в значительно меньшей степени, чем в более западных районах. Ориентировка подушек в лавках, как это установлено В. Л. Омельченко, указывает на перевернутое залегание пород кара-

бекской свиты. Это свидетельствует о том, что первоначально отложения карабекской свиты, по всей видимости, подстилали, а не перекрывали зеленые сланцы силурийской тебердинской свиты. Поэтому базальты и диабазы карабекской свиты имеют, скорее всего, раннесилурийский или позднеордовикский возраст.

Выше по разрезу на эффузивы и диабазы карабекской свиты тектонически ложится чешуя, сложенная габброидами. Их контакт с эффузивными породами был описан нами выше. К нему со стороны габброидов подходят рассланцованные габбро-амфиболиты, в которых наблюдаются отдельно силлы и дайки габбро и габбро-диабазов. Выше по склону идет монотонное тело разных по зернистости пород, которое представлено в основном уралитизированными габбро-амфиболитами, которые практически на 99% слагают массивы габброидов Передового хребта. Это зеленовато-серые и зеленые породы, в которых в светло-серой плагиоклазовой массе наблюдаются беспорядочно разбросанные кристаллы амфиболов. Габброиды имеют такситовую макроструктуру, что выражено в неравномерном распределении в них лейкократовых и меланократовых участков и пятен. Никаких закономерностей в распределении этих разностей не замечено. В узких линейных зонах, вытянутых обычно параллельно внешним контактам, в габброидах обычно наблюдается метаморфическая полосчатость, которая выражена линейно вытянутыми агрегатами актинолита и тремолита. Полосчатые габброиды слагают также изолированные линзы внутри пород с такситовой макроструктурой. В породах наблюдается кристаллобластовая структура с реликтами габбровой и габбро-офитовой структуры.

В целом в этих образованиях преобладают вторичные минералы: бурая и зеленая роговая обманка, зеленоватый актинолит и тремолит, сосюритизированный плагиоклаз, эпидот, титаномagnetит и хлорит. Соотношения между цветными минералами и плагиоклазами примерно равные, но несколько преобладает плагиоклаз. Изредка в породах встречаются реликты диопсида ($Ng-Np = 0,032$, $2V = 60^\circ$, $c : Ng = 22^\circ$). Реликты ортопироксена не встречены.

Микроскопическое изучение этих пород показывает, что габбро-амфиболиты испытали сложную метаморфическую эволюцию. Первичными минералами габбро были диопсид и основной плагиоклаз. Диопсид практически нацело замещается вначале бурой роговой обманкой, а затем и зеленой. Вслед за этим по всей породе развиваются мелкие удлиненные агрегаты актинолита и тремолита, плагиоклаз сосюритизируется и приобретает землистый вид и грязно-бурый цвет. Во многих разностях актинолит полностью замещает роговую обманку. Наиболее типичная порода в этом случае состоит из крупных кристаллов актинолита, плавающих в буровато-серой массе сосюритизированного плагиоклаза и агрегата актинолита и тремолита, состоящего из мельчайших зерен этих минералов.

Из сказанного выше вытекает, что преобладающими породами массива являлись диопсидовые габбро и габбро-диабазы, которые претерпели вначале прогрессивный метаморфизм уровня эпидот-амфиболитовой или высокотемпературной зеленосланцевой субфаций и вслед за этим регрессивный метаморфизм среднетемпературной зеленосланцевой фации. Зеленосланцевое изменение в габброидах развито крайне неравномерно, пятнами развиты свежие и сильно измененные разности. В разрезе габбро-амфиболитов встречаются периодически повторяющиеся пологие срывы, параллельные внешним контактам габброидов. В зонах этих срывов наблюдается повышенное рассланцевание и какталаз пород, а габбро-амфиболиты приобретают метаморфическую полосчатость. В гипсометрически верхней части разреза наблюдаются многочисленные тела и несколько генераций жил габбро-пегматитов с гигантозернистой структурой. Они состоят из тех же минералов, что и габбро. По монофракции амфибола из этих пегматитов в лаборатории абсолютной геохронологии и стабильных изотопов ГИН АН СССР С. Б. Смеловым выполнен анализ по К—Аг-методу, анализ дал цифры 457 ± 13 млн. лет, 493 ± 15 млн. лет, а по монофракции альбита 295 ± 9 млн. лет, что говорит о вероятно ордовикском или более древнем возрасте метаморфизма этих пород и подтверждает древний возраст габброидов и аллохтонный характер их залегания.

В габброидах наблюдаются ксенолиты серпентизированных и заключенных в хлоритовую рубашку гипербазитов. Ксенолиты имеют обычно вытянутую форму, достигают

в длину первых десятков метров и расположены вдоль внешних контактов габброидов с окружающими породами. Иногда в периферической части этих тел наблюдаются оторочки пироксенитов, состоящих из диопсида и актинолита. Ксенолитовый характер тел гипербазитов подтверждается и наблюдениями А. А. Каденского [1956], который указывает, что они пересекаются в некоторых случаях жилами габбро-пегматитов. В книге А. А. Каденского [1956] дано прекрасное описание петрографии ультраосновных и основных пород района, поэтому более детального петрографического описания в данной работе не требуется.

В разрезе на развилке р. Кяфар-Агур габброиды имеют мощность около 400 м. Отсюда они протягиваются по левому борту р. Кяфар-Агур к ее верховьям, а также в северо-восточном направлении. Все эти выходы слагают крупный Кизильчукский массив, который выступает в средних частях обоих склонов водораздела рек Кяфар-Агур и Кяфар. Верхняя часть водораздела занята субгоризонтально залегающим массивом гипербазитов. Мощность чешуи габброидов в этих выходах 200—500 м. Восточная часть вскрытой рекой Кяфар-Агур чешуи обнажается на склонах водораздела рек Малый Кяфар — Кяфар-Агур. Ее мощность достигает здесь 600 м. Далее выходы габброидов тянутся в юго-восточном направлении через г. Джемаракли-Тюбе, расположенную на южном склоне хребта Абишира-Ажуба до долины р. Большой Зеленчук. Далее на восток выходы чешуи габброидов наблюдаются в левом борту р. Маруха и в обоих бортах р. Теберда. В этом районе среди габброидов значительное развитие имеют габбро-диабазы. Во всех перечисленных выходах габбро-амфиболиты занимают одинаковую структурную позицию: они надвинуты на базальты карабекской свиты и тектонически перекрываются гипербазитами.

Кроме тектонических чешуй, габброиды слагают и дайки, прорывающие гипербазиты. Самые крупные такие тела обнажаются в правом борту р. Кяфар-Агур, ниже ее развилки, где они вытянуты в северном направлении и достигают максимальной длины 100 м. Их мощность колеблется от нескольких до 20 м. Мелкие тела габбро в гипербазитах встречены на южных склонах горы Джемаракли-Тюбе и на хребте Абишира-Ажуба в том месте, где от него отходит водораздельный хребет Кяфар-Агур—Малый Кяфар. Центральная часть даек сложена пятнистыми светло-серыми габброидами. К сожалению, из-за сильного изменения пород трудно определить, представлены ли они габбро или габбро-диабазами. В них наблюдаются только вторичные минералы — агрегаты актинолита, тремолита, эпидота, соссюритизированного плагиоклаза и рудных минералов. Вдоль контактов с гипербазитами породы сильно осветлены и состоят из массы, сложенной тремолитом, актинолитом и пренитом, что связано с интенсивным биметасоматозом.

Габброиды в левом борту р. Кяфар-Агур, на восточном и западном склонах водораздела Кяфар-Агур—Малый Кяфар тектонически перекрываются мощной чешуей гипербазитов. Долиной р. Кяфар-Агур она разрезана на две части: Кизильчукский массив на северо-западе и Мало-Кяфарский — на востоке. В Кизильчукский массив обычно объединялись две чешуи гипербазитов, находящиеся в разном структурном положении. Нижняя чешуя надвинута непосредственно на описанные выше габброиды нижней пластины офиолитов, в то время как верхняя находится в кровле верхней пластины. На мелко-масштабных картах создается впечатление о едином массиве. Характер взаимоотношения нижней гипербазитовой чешуи с более низкими структурными единицами аллохтона резко секущий. Так, в правом борту верховьев первого правого притока р. Кяфар-Агур нижняя плоскость контакта этой чешуи в южном направлении срезает чешую габброидов и гипербазиты приходят в прямой контакт со сланцами кремнисто-терригенного покрова. Юго-восточнее гипербазиты тектонически перекрываются сланцами силура и приходят в прямой контакт с породами нижней мегапластины в районе горы Джемаракли-Тюбе. Здесь между гипербазитами и терригенно-карбонатными отложениями паравтохтона зажаты мелкие тектонические линзы зеленых сланцев тебердинской свиты, вулканических карабекской свиты, клинья пород силура и габброидов. Такой характер взаимоотношений гипербазитов с подстилающими породами, по всей видимости, указывает на относительную самостоятельность этой чешуи в процессе надвигания аллохтонного комплекса. На склонах горы Джемаракли-Тюбе эта чешуя центрально-клинья замыкается.

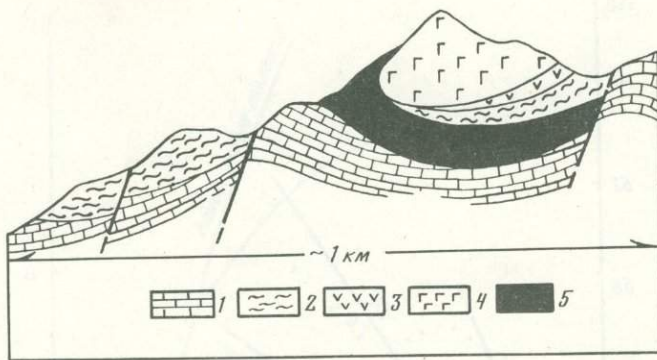
На самом гребне хребта ее породы залегают в ядре узкой синформной изоклинальной складки, крылья которой сложены габброидами. Помимо этого массива, гипербазиты слагают также небольшой Церковнополянский массив на южном склоне хребта Абишира-Ахуба, чешую в правом борту цирка озера Кяфар, отдельные чешуи на водоразделах двух первых правых притоков р. Кяфар-Агур (рис. 24). Во всех перечисленных выходах гипербазиты занимают сходную структурную позицию и надвинуты на базальтоиды или на габбро нижней пластины покрова офиолитов. Кроме того, наблюдается целый ряд маломощных тектонических останцов гипербазитов, располагающихся прямо на породах нижней мегапластины, и мелкие крутозалегающие тела.

Интересны контакты гипербазитов с габброидами и породами нижней мегапластины. На этих контактах в них развиваются карбонат-серпентинитовые брекчии, состоящие из обломков, глыб и линз серпентинитов, заключенных в карбонатный цемент, наблюдаются многочисленные зеркала скольжения, подчеркнутые серпофитом. Известняки нижней мегапластины вдоль контактов обычно окрашены в красно-бурый цвет, часто развиты офикарбонатиты, состоящие из смеси ангигорита, бастита, карбоната, магнетита и иногда хромшпинелидов. Эти породы часто переходят в листовиты и карбонат-тальк-актинолит-тремолитовые породы. Если центральные части массива серпентинизированы на 40—60%, то вблизи их контактов с подстилающими породами гипербазиты серпентинизированы полностью. Меняется состав серпентинитов. Если для центральной части массива типичен ангигорит, то вдоль тектонических контактов в его подошве развиты хризотилитовые серпентиниты. На контактах гипербазитов и габброидов обычно присутствуют биметасоматически измененные породы, состоящие из катаклазированного агрегата тремолита, актинолита и пренита, иногда присутствуют и мономинеральные актинолиты. Часто наблюдаются тела родингитов по габброидам и вулканитам, с гидрогранатом, пренитом, амфиболом, карбонатом. Вдоль всех контактов отмечается повышенный катаклаз пород.

Петрографическому описанию гипербазитов Передового хребта посвящено несколько монографий. Это книги А. А. Каденского [1956], Ю. Н. Хильтова [1959], Н. Д. Соболева (1952). Гипербазиты подробно описаны также в работах В. В. Плошко и геологов, проводивших геологическую съемку массивов (Г. А. Михеев, В. Л. Омельченко, В. Ф. Сидоренко, Г. Л. Донченко и др.). По наблюдениям этих геологов и нашим данным, мы установили, что рассматриваемые массивы ультраосновных пород состоят из серпентинизированных гарцбургитов, сложенных энстатит-бронзитом, оливином, диопсидом (первые проценты) и вторичными минералами — ангигоритом, хризотилом, баститом, амфиболом тремолит-актинолитового ряда, хлоритом, тальком, карбонатом, бруситом и магнетитом.

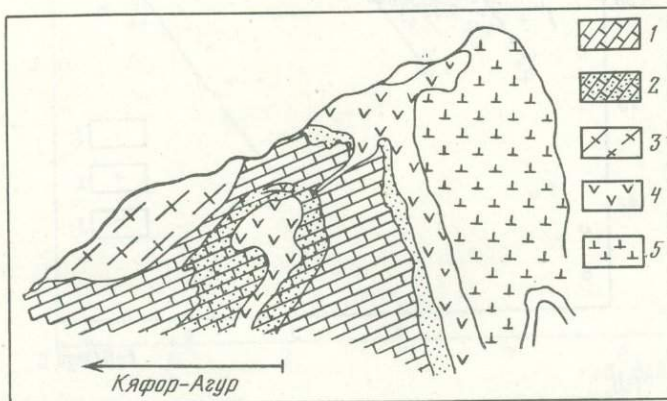
В массивах наблюдаются, как это уже было описано выше, дайки габброидов, а также жилы плагиоклазитов мощностью до 1 м. Кроме этих пород, вблизи нижнего контакта пластины присутствуют установленные еще А. А. Каденским пироксениты, которые встречаются в виде жилообразных тел мощностью от первых сантиметров до 1 м [1956]. Их взаимоотношения с вмещающими гарцбургитами установить трудно, так как контакты залечены метасоматическими процессами и вдоль них развиты породы, обогащенные актинолитом и тремолитом. Отмечается также присутствие диопсидитов и энстатитов. Образование этих пород А. А. Каденский связывает с циркулирующей постмагматических растворов. Вблизи контакта с габбро часто наблюдаются дайки родингитов.

Наблюдаемый в поле пологий характер залегания серпентинитов, отсутствие следов высокотемпературных воздействий этих пород на окружающие образования, явно выраженные следы катаклаза и милонитизации, преобладающее размещение гипербазитов на одном «стратиграфическом» уровне — все это, на наш взгляд, однозначно указывает на аллохтонный характер их залегания, а следовательно, и более древний, чем силур, возраст. Кроме описанных чешуй и пластин гипербазитов, присутствуют протрузии серпентинитов в известняки, прекрасно описанные и зарисованные А. А. Каденским [1956] (рис. 25). Автор отмечал отсутствие высокотемпературных контактов в связи с ультраосновными породами, наличие брекчий на контактах и пологий характер залегания гипербазитов. На основании этих фактов он полагал, что «...для мелких массивов по ряду



Р и с. 24 Зарисовка западного склона водораздела между двумя первыми правыми притоками р. Кяфар-Агур

1 — известняки фамена — турне; 2—5 — породы нижней пластины покрова офиолитов: 2 — зеленые сланцы, 3 — базальты, 4 — габброиды, 5 — серпентиниты



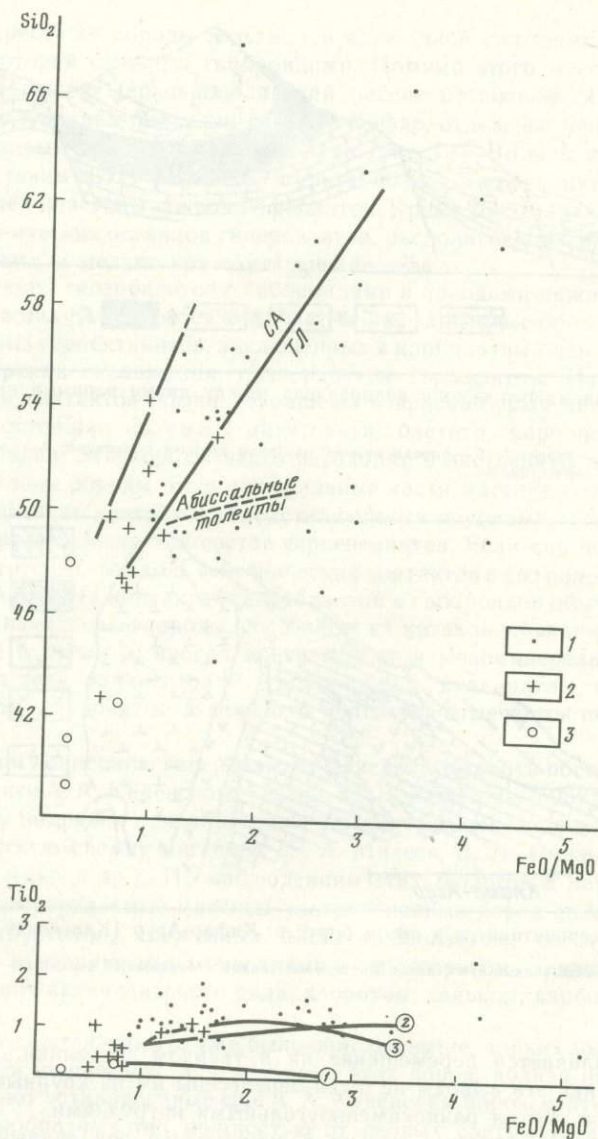
Р и с. 25 Протрузия серпентинитов в левом борту р. Кяфар-Агур [Каденский, 1956]

1 — известняки; 2 — ожелезненные известняки; 3 — зеленые сланцы тебердинской свиты; 4 — серпентиниты; 5 — габброиды.

признаков устанавливается перемещение их в твердом состоянии...» [1956, с. 201]. Однако, к сожалению, эти выводы не были перенесены им на крупные массивы серпентинитов, которые он считал раннекаменноугольными интрузиями.

Чешуи гипербазитов развиты только в междуречье рек Малый Кяфар—Кяфар. Далее на восток они наблюдаются в виде мелких крутозалегающих тектонических линз, находящихся среди пород разного возраста. Описанные выше гипербазиты венчают «разрез» нижней пластины покрова офиолитов. В левом борту р. Кяфар-Агур она тектонически перекрывается верхней пластиной, в составе которой участвуют зеленые сланцы, вулканы и диабазы, амфиболиты и ультраосновные породы (см. рис. 20, 22).

Резкий, полого падающий на северо-запад тектонический контакт между этими двумя пластинами вскрыт на юго-восточном склоне водораздела рек Кяфар-Агур — Малый Кяфар. Здесь при прослеживании этого контакта с востока на запад разрывное нарушение, располагающееся в основании верхней пластины, постепенно срезает все более и более нижние чешуи нижней пластины (нижняя от чешуи гипербазитов), в результате чего породы верхней пластины в районе впадения первого левого истока р. Кяфар-Агур ложатся прямо на известняки нижней мегапластины. Вдоль контакта наблюдаются тектонические линзы углисто-кремнистых сланцев, которые, возможно, отвечают остаткам силурийских пород кремнисто-терригенного покрова. Мощность линз колеблется от первых метров до 25—30 м. К этой же зоне приурочены также тектонические клинья рассланцованных амфиболитов. А. А. Белов и В. Л. Омельченко обнаружил в зоне кон-

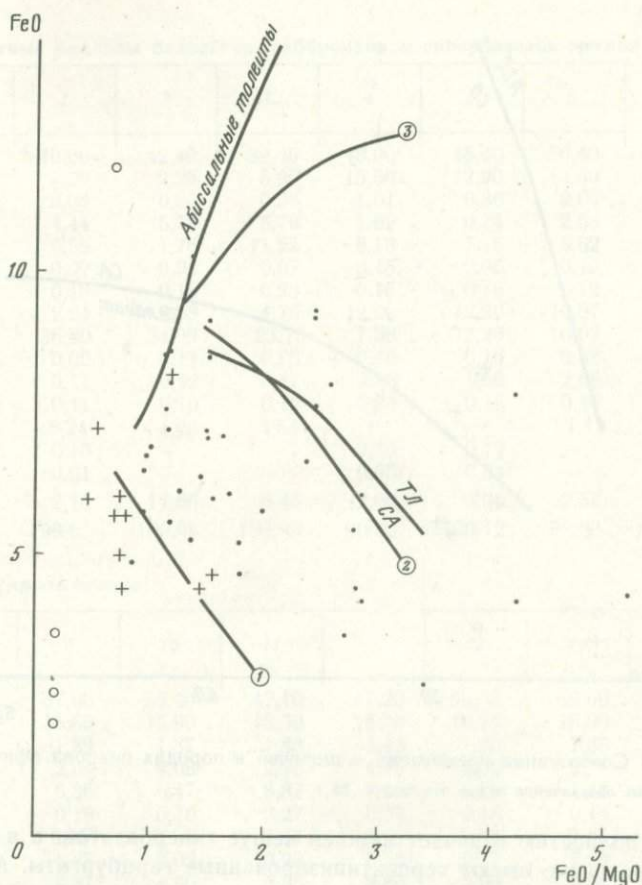


Р и с. 26 Содержания кремнезема, окиси титана, суммарной закиси железа, пересчитанного на двухвалентное, и окиси магния в базальтах, габброидах и гипербазитах покрова офиолитов

1 — базальтовые порфириты; 2 — габброиды; 3 — серпентинизированные гипербазиты. Валовые составы пород приведены в табл. 1. Поле диаграммы разделено на три типичных области, характеризующиеся кальций-щелочной (1), промежуточной кальций-щелочной (2) и толентовой (3) направленностью фракционирования

такта тело гранатовых амфиболитов, состоящих из граната и хлорита. Вдоль контакта породы разлинзованы, рассланцованы, а также иногда бластомилонитизированы. Мощность этой зоны примерно 30—40 м.

Выше контакта вскрыты зеленые сланцы плагиоклаз-эпидот-актинолит-хлоритового состава с различным содержанием кварца. По реликтам первичных минералов и структур устанавливается, что сланцы в основной своей части образовались по плагиоклазовым порфиритам. Среди этих пород встречаются сланцы по андезит-дацитовым порфиритам и их туфам, наблюдаются также тонкие прослой метасадочных пород. Мощность сланцев колеблется в западном направлении от 0 до 70—80 м. Выше они постепенно сменяются толщей метаморфизованных эффузивов основного состава мощностью до 500 м.

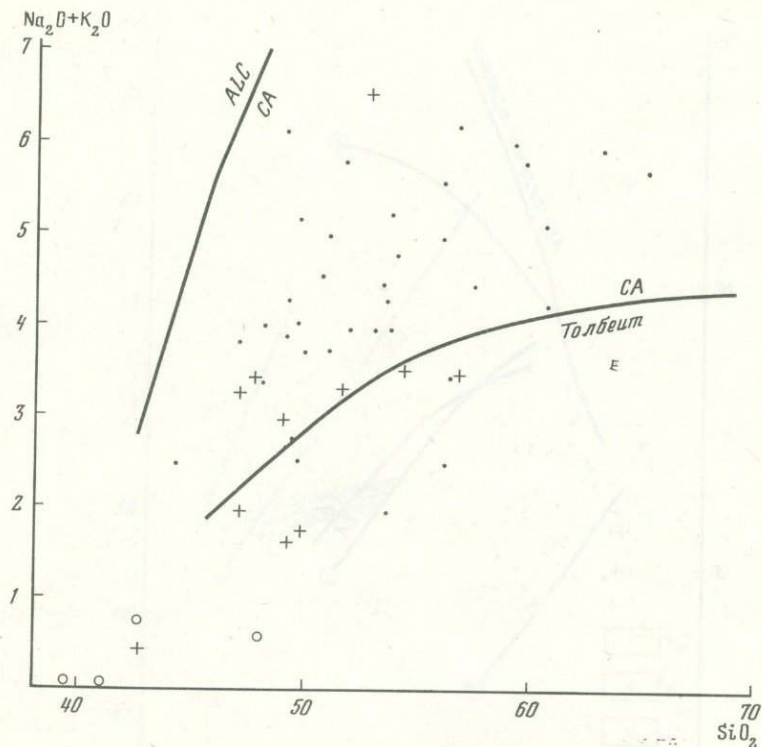


Р и с. 27 Содержания суммарной закиси железа и окиси магния в породах пластины офиолитов. Условные обозначения те же, что на рис. 26

В «разрезе» верхней чешуи эффузивов резко преобладают в различной степени рассланцованные актинолитовые амфиболиты. По реликтам первичных структур и минералов устанавливается, что они образовались большей частью по плагиоклазовым базальтовым порфиритам. В резко подчиненном количестве встречаются метаморфизованные разности дацитовых и андезито-дацитовых порфиритов, а также туфов того же состава. В средней части разреза в породах наблюдается плохо сохранившаяся подушечная отдельность, по ориентировке которой мы вслед за А. А. Беловым и В. Л. Омельченко (1976 г.) устанавливаем, что лавы находятся в перевернутом залегании. Среди плагиоклазовых порфиритов встречаются отдельные силлы метаморфизованных диабазов со скиалитами метагабброидов, вытянутые вдоль простирания контакта. Кроме этих пород, в разрезе чешуи эффузивов наблюдаются тонкие, но периодически повторяющиеся прослой метапелитов и метаалевролитов, которые представлены полосчатыми гранат-мусковит-биотит-кварц-плагиоклазовыми сланцами с отчетливыми реликтами обломочной текстуры.

Наблюдающийся парагенез метаморфических минералов в метавулканогенных и в особенности в метаосадочных породах позволяет говорить о том, что породы испытали вначале метаморфизм уровня низов эпидот-амфиболитовой фации, затем—диафорез зеленосланцевой фации. Таким образом, метавулканыты верхней чешуи отличаются от нижней более высокой степенью метаморфизма.

На метавулканыты по субгоризонтальному контакту надвинута верхняя чешуя гипербазитов мощностью до 400 м, которая венчает разрез покрова офиолитов. По составу



Р и с. 28 Содержания кремнезема и щелочей в породах покрова офиолитов
Условные обозначения те же, что на рис. 26

и строению она полностью отвечает нижней чешуе гипербазитов, и в ней также преимущественное развитие имеют серпентинизированные гарцбургиты. Между чешуями гипербазитов и метавулканитов или в основании чешуи гипербазитов наблюдается маломощная (5—50 м), но хорошо выдержанная чешуя роговообманковых амфиболитов. На карте (см. рис. 20) прекрасно видно, как амфиболиты окаймляют гипербазиты практически со всех сторон; ширина выходов их зависит только от крутизны склона.

Верхняя пластина офиолитов слагает верхнюю часть водораздела рек Кяфар-Агур — Кяфар и надвинута на разные чешуи нижней пластины. Небольшой тектонический останец ее метавулканитов, надвинутых на гипербазиты нижней пластины, наблюдается также на водоразделе рек Кяфар-Агур — Малый Кяфар.

На западных и юго-западных склонах цирка озера Кяфар «разрез» пород офиолитового комплекса тектонически еще более нарушен. Здесь обнажается серия чешуй, состоящих (снизу вверх) из метавулканитов основного состава, серпентинизированных гипербазитов и роговообманковых биотитсодержащих амфиболитов. Чешуи этих пород имеют мощность от 100 до 300 м, принадлежность их к нижней или верхней пластине офиолитов в этом месте установить трудно из-за изолированности выходов. Можно только предполагать, что вулканиты и гипербазиты соответствуют нижней пластине офиолитов, а амфиболиты — верхней. В цирке озера Кяфар на известняках такой мегапластины наблюдаются мелкие тектонические останцы амфиболитов и серпентинитов.

В поле выходов покрова офиолитов присутствуют и сиенит-диориты. Самый крупный массив расположен в левом борту р. Кяфар-Агур и приурочен к верхней пластине покрова офиолитов. Он представляет собой линзообразное тело длиной около 6,5 км при средней ширине 1 км, вытянутое вдоль нижнего контакта верхней чешуи гипербазитов. На контакте с сиенит-диоритами гипербазиты амфиболитизированы. По наблюдениям А. А. Каденского [1956], в них встречаются жильные дериваты сиенит-диоритов. По всей видимости, они являются интрузией раннекаменноугольного времени, внедрившейся по ослабленной зоне контакта гипербазитов и метавулканитов после надвигания покрова.

Таблица 2

Полные силикатные анализы базальтов, габброидов и гипербазитов мегапластины офиолитов

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	40,00	42,40	39,80	48,00	48,40	50,40	52,80	51,90
Al ₂ O ₃	1,90	2,20	5,90	15,60	12,90	14,60	13,40	13,00
TiO ₂	0,04	0,05	0,36	1,01	0,36	0,62	0,39	0,85
Fe ₂ O ₃	4,44	5,79	6,78	1,62	0,74	2,58	3,20	1,22
FeO	3,56	1,76	11,22	8,18	7,16	5,62	4,91	7,53
P ₂ O ₅	0,02	0,04	0,07	0,15	0,05	0,10	0,06	0,14
MgO	0,10	0,10	0,23	0,16	0,16	0,12	0,21	0,18
CaO	2,24	0,58	4,70	12,29	12,20	10,07	8,98	6,03
MgO	36,80	34,99	23,70	7,58	13,20	10,03	9,83	6,90
K ₂ O	0,02	0,11	0,25	0,40	0,16	0,62	0,21	0,19
Na ₂ O	0,11	0,42	0,47	2,56	1,60	2,66	3,33	4,40
SO ₃	0,11	0,10	0,12	0,33	0,15	0,10	0,10	0,27
H ₂ O ⁺	8,24	4,86	4,64	—	—	1,49	1,18	—
BaO	0,10	—	—	0,10	0,10	—	—	0,10
CO ₂	0,01	—	—	0,05	0,04	—	—	0,03
п. п. п.	2,15	11,66	6,43	2,00	3,00	2,57	2,67	6,94
Сумма	99,63	100,05	100,03	99,92	100,12	99,99	100,08	99,58

Таблица 2 (продолжение)

Оксид	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	57,60	56,40	47,10	47,20	50,54	52,60	52,60	50,20
Al ₂ O ₃	15,60	15,90	15,30	16,30	16,25	16,00	16,00	16,00
TiO ₂	1,39	1,37	1,85	2,43	1,60	1,39	1,33	1,40
Fe ₂ O ₃	2,84	4,08	2,93	4,70	2,82	2,27	2,34	2,19
FeO	5,36	6,47	8,37	7,60	6,76	7,18	7,11	8,31
P ₂ O ₅	0,18	0,16	0,27	0,32	0,18	0,14	0,17	0,17
MgO	0,15	0,16	0,23	0,15	0,18	0,17	0,18	0,16
CaO	5,85	2,02	10,90	8,55	5,77	7,64	7,29	4,81
MgO	2,81	4,30	6,85	2,80	5,59	5,38	5,50	7,98
K ₂ O	0,45	0,07	0,80	0,44	0,80	0,42	0,26	2,16
Na ₂ O	5,48	5,55	3,20	5,48	3,28	4,27	4,87	3,45
SO ₃	0,10	0,10	0,10	0,27	0,18	2,01	0,10	0,10
H ₂ O ⁺	1,15	1,45	—	—	0,025	1,67	1,45	1,49
BaO	—	—	0,10	0,10	0,10	—	—	—
CO ₂	—	—	0,06	0,05	0,03	—	—	—
п. п. п.	1,73	3,03	2,14	3,75	5,55	2,78	2,42	3,07
Сумма	99,44	99,51	100,00	100,04	99,65	100,24	100,17	99,90

Мелкие тела сиенит-диоритов, вытянутые в цепочку, наблюдаются также вдоль водораздела рек Кыфар-Агур — Малый Кыфар.

Петрографические данные по гипербазитам, габброидам и базальтам нижней и верхней пластин офиолитов могут быть дополнены петрохимическими данными, дающими дополнительную информацию к выяснению палеотектонической обстановки формирования этих пород.

Для петрохимической характеристики использованы силикатные анализы, выполненные спектрохимической лабораторией МГУ по пробам, собранным автором, а также анализы, опубликованные в работах В. Л. Омельченко [1971], (1976 г.). Пробы собраны на реках Кыфар-Агур и Маруха.

Для разделения пород на группы применены критерии А. Миасиро и Х. Куно, построены диаграммы изменения содержания кремнезема, окиси титана и суммарной закиси железа (железо пересчитано на двухвалентное) с изменением отношения суммарной закиси железа к окиси магния (рис. 26, 27) и диаграмма изменения содержания кремнезема с изменением содержания щелочей (рис. 28).

Т а б л и ц а 2 (окончание)

Окисел	17	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO ₂	49,68	56,60	56,42	48,04	55,90	49,40	44,28	50,98	52,73
Al ₂ O ₃	14,56	15,63	14,88	15,65	14,88	16,41	16,70	20,45	14,88
TiO ₂	0,93	1,19	0,70	1,61	0,63	1,22	0,73	1,16	1,42
Fe ₂ O ₃	2,10	5,98	2,42	3,21	3,68	5,65	4,14	3,31	6,88
FeO	6,11	3,51	5,29	7,24	5,24	4,52	9,26	4,27	5,56
P ₂ O ₅	0,13	сл.	сл.	0,17	0,11	0,15	сл.	0,20	0,20
MgO	0,13	0,09	0,15	0,20	0,24	0,20	0,20	0,16	0,22
CaO	4,86	5,55	9,02	10,75	4,86	11,79	10,06	10,41	4,85
MgO	4,86	3,24	5,24	8,23	4,63	5,24	7,99	2,49	5,75
K ₂ O	0,12	0,06	0,18	0,42	0,06	0,30	0,36	0,60	0,18
Na ₂ O	5,06	6,14	3,38	2,97	5,61	2,50	2,16	3,44	5,74
SO ₃	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
H ₂ O ⁺	»	»	»	»	»	»	»	»	»
BaO	»	»	»	»	»	»	»	»	»
CO ₂	»	»	»	»	»	»	»	»	»
п. п. п.	13,49	1,79	1,85	1,52	4,15	2,77	4,67	3,06	2,36
Сумма	99,91	99,78	99,53	100,51	99,99	100,15	100,55	100,53	100,77

Примечание. 1—3 — гипербазиты; 4—7 — габбро; 8—12 — базальтовые порфириды; 13 — плагиоклазовый порфириты; 14 — гялокластит; 15 — вариолит; 16—17 — спилиты; 18—25 — базальтовые порфириды. Кяфар-Агурский район: 1—17 — материалы В. Л. Омельченко [1971], (1976 г.), 18—25 — образцы Е. В. Ханна, анализированные в спектро-химической лаборатории Геологического факультета МГУ (аналитик А. Л. Кятяева).

На диаграмме TiO₂—FeO/MgO (см. рис. 26) большинство фигуративных точек попадает в поле пород с толеитовым типом фракционирования. Часть проб обнаруживает некоторое отклонение к известково-щелочному типу фракционирования.

По содержанию окиси титана (см. рис. 26) отчетливо выраженный известково-щелочной тренд фракционирования не фиксируется, а большинство точек располагается в поле пород соответствующих толеитовому типу фракционирования.

На диаграмме изменения содержания кремнезема с изменением содержания щелочей (см. рис. 28) наблюдается существенно иная картина. Интервал изменения концентрации щелочей располагается в поле известково-щелочных серий и только частично охватывает толеитовое поле. По общевазовым пробам (табл. 2) видно, что рост щелочей осуществляется за счет роста натрия, в то время как содержание K₂O остается постоянным и не превышает 1%. Повышенная натриевая щелочность пород связана с их вторичным низкотемпературным зеленокаменным изменением, первичные минералы замещены эпидотом, хлоритом, альбитом, серицитом и актинолитом.

В целом базальты офиолитового комплекса по петрографическим и петрохимическим характеристикам обнаруживают принадлежность к толеитовым базальтам, интенсивно спилитизированным. При отчетливо проявленной толеитовой направленности фракционирования базальтов часть проб обнаруживает некоторое отклонение к известково-щелочному тренду фракционирования.

На покров офиолитов в левом борту р. Кяфар надвинут покров кристаллических сланцев или Ацгаринский покров, слагающий верхнюю тектоническую единицу аллохтонного комплекса.

Верхняя тектоническая единица (Ацгаринский покров)

Ацгаринский покров был выделен Г. И. Барановым и И. И. Грековым в 1974 г. [Баранов, Греков, 1974]. В его состав были включены кристаллические сланцы и амфиболиты, залегающие структурно выше известняков верхнего девона — нижнего карбона. Мы рассматриваем Ацгаринский покров в несколько более узком объеме. Из его состава исключаются амфиболиты, обнажающиеся на хребте Абишира-Ахуба и в верховьях рек Кяфар и Кяфар-Агур и сланцево-терригенная толща хребта Дженту [Хаин, 1977].

Амфиболиты, по нашему мнению, являются частью офиолитового покрова, а сланцы, скорее всего, должны быть отнесены к кремнисто-терригенному покрову.

В состав Ацгаринского покрова, к описанию которого мы переходим ниже, вводится пластина плагиогранитов или пород Чиликской интрузии и пластина метаморфических сланцев.

Промежуточное положение между покровом офиолитов и покровом кристаллических сланцев занимает пластина метаморфических сланцев, которая имеет мощность около 200 м. Ее структурное положение не вполне понятно. В восточном борту цирка оз. Кяфар и на южном окончании водораздела рек Кяфар—Кяфар-Агур она надвинута на метавулканиды, серпентиниты нижней пластины и амфиболиты верхней пластины покрова офиолитов (см. рис. 20—22). Однако севернее, в правом борту р. Кяфар, гипсометрически выше по склону обнажаются амфиболиты и гипербазиты верхней пластины офиолитов. Граница проходит по задернованному борту и дну долины. Гипербазиты и подстилающие их амфиболиты верхней пластины в этом месте, как показали работы, проведенные В. Л. Омельченко (1976 г.), представляют собой оползневый блок, отделившийся от основного массива, залегающего в верхней части водораздела рек Кяфар—Кяфар-Агур. Оползневый характер залегания этого блока подтвердился и нашими наблюдениями. В восточном направлении выходы пород пластины метаморфических сланцев протягиваются до восточного борта р. Кяфар-Агур. В этом месте сланцы по крутому контакту граничат с сиенит-диоритами.

Таким образом, вопрос о структурном положении пластины метаморфических сланцев не может быть решен однозначно. Структурное положение пород этой пластины может быть объяснено двумя способами. Либо пластина метаморфических сланцев занимает более высокое структурное положение, чем покров офиолитов, и в правом борту р. Кяфар мы видим лишь вторичные соотношения, либо она «вклинивается» в «разрез» покрова офиолитов между двумя его пластинами и на метаморфические сланцы надвинуты как верхняя пластина офиолитов, так и пластина тоналитов. Мы отдаем предпочтение первому варианту.

Пластина метаморфических сланцев состоит из двуслюдяных гранат-кварц-плагиоклазовых и гранат-плагиоклаз-кварцевых сланцев, претерпевших сильный катаклиз, который прогрессивно увеличивается к подошве пластины. Для пород характерно присутствие сильно деформированных, изогнутых и раздробленных порфиорокластов кварца и плагиоклаза и мелкогранулированный полиминеральный цемент, состоящий из кварца, плагиоклаза, хлорита, серицита, эпидота, биотита, мусковита и иногда зерен граната. Наиболее полный разрез пластины метаморфических сланцев наблюдается в восточном борту цирка озера Кяфар. По реликтам минералов устанавливается, что породы образовались за счет различных слюдяных сланцев, содержащих маломощный прослой метаморфизованных пород основного и кислого состава. Они представляют собой, по-видимому, самую нижнюю приподошвенную часть покрова кристаллических сланцев и служили как бы смазкой при надвигании этого покрова.

Выше по склону катаклиз пород постепенно уменьшается и пластина метаморфических сланцев тектонически перекрывается пластиной плагиогранитов Чиликской интрузии. Исследование взаимоотношений между Чиликской интрузией и комплексом кристаллических сланцев представляет большой интерес. Эта интрузия в виде пластообразного тела залегает в левом борту р. Кяфар (см. рис. 20) и, как отмечает Г. И. Баранов [1959], тело имеет в плане дугообразный изгиб, который полностью совпадает со структурой вмещающих пород. Упомянутый автор отмечает также следы динамометаморфизма в породах интрузии, которые выразились в образовании параллельных текстур и полном совпадении их ориентировки с элементами залегания вмещающих пород. Состав интрузии описывался неоднократно, но особенно подробно он рассмотрен в упомянутой выше работе Г. И. Баранова и в монографии А. А. Каденского [1956]. Нижний контакт интрузии обнажается крайне фрагментарно, так как склон почти полностью засыпан крупными глыбами ее диоритов. В повышенных участках плоскость контакта под углами 30—40° падает на восток. Повышенный катаклиз развитых вдоль него пород позволяет предполагать тектоническую природу контакта. Выше по склону идут породы Чиликской интрузии.

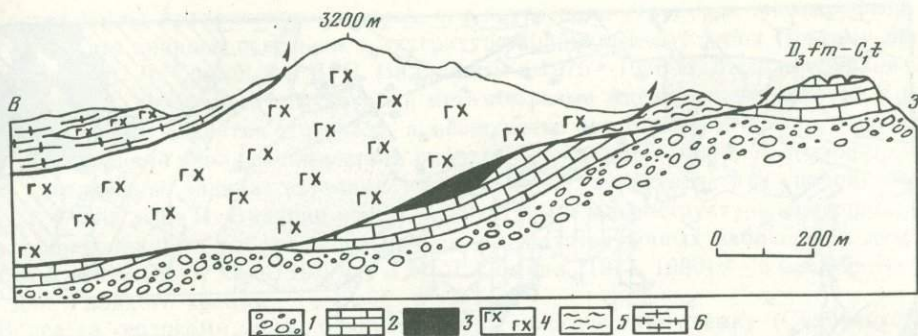
зии, имеющие в среднем состав тоналитов. Как показано в упомянутых выше работах, они имеют состав от габбро-диоритов до кварцевых диоритов с переходами к гранодиоритам. Наиболее кислые разновидности пород представляют, по-видимому, более позднюю фазу внедрения. Г. И. Баранов и А. А. Каденский выделяют несколько фаз. В общих чертах вверх по склону намечается переход от габбро-диоритов, состоящих из плагиоклаза (40—50%), амфибола (50%), кварца (5%), к тоналитам, состоящим из плагиоклаза (40—50%), амфибола (20%), кварца (15%) и отдельных зерен калиевого шпата. Структура пород гипидиоморфнозернистая. Встречаются более меланократовые и лейкократовые разновидности. Породы содержат различные по размеру ксенолиты двуслюдяных и гранат-кварц-плагиоклазовых сланцев, которые ориентированы параллельно контактам с метаморфическими сланцами. В верхней части склона при приближении к контакту с кристаллическими сланцами кварцевые диориты и гранодиориты приобретают метаморфическую полосчатость, параллельную контакту, и гнейсовидный облик, начинают дробиться на блоки и линзы, а затем приобретают рассланцовку того же направления. По самому контакту развита зона (более 20 м) кварц-плагиоклазовых катаклазитов, образовавшихся по гранат-биотитовым гнейсам и сланцам. Контакт на поверхности круто наклонен на запад или вертикален, но на южном склоне хребта Абишира-Ахуба (рис. 29) видно, что с глубиной он выполаживается до 40—50°. Вдоль верхнего контакта кристаллические сланцы тектонически перекрывают Чиликские тоналиты, а вдоль нижнего контакта эти диориты срезают тектонически слюдяные сланцы нижней пластины, известняки нижней мегапластины и выходят в контакт прямо с туфоконгломератами и туфами пцицерской свиты. По нижнему контакту наблюдаются тектонические линзы известняков и серпентинитов. Кристаллические сланцы Ацгаринского покрова на расстоянии 70—100 м от контакта с тоналитами мигматизированы.

Вплоть до настоящего времени большинство геологов считают, что Чиликский массив представляет собой интрузию, внедрившуюся в сланцы перед средним карбоном и находящуюся *in situ*. Однако, исходя из описанных выше взаимоотношений, можно предполагать, что Чиликская интрузия для зоны Передового хребта, как и сланцы Ацгаринского покрова, является аллохтонным образованием и частью (заведомо более молодой) Ацгаринского покрова. Эта интрузия внедрилась в сланцы этого покрова на месте его образования после того, как они испытали метаморфизм. В предкамюрское время тоналиты Чиликской интрузии вместе с вмещающими их кристаллическими сланцами были перемещены в горизонтальном направлении и надвинуты на породы покрова офиолитов. Впоследствии во время деформаций судетской фазы тектогенеза контакты между тоналитами и сланцами были сорваны.

Таким образом, мы предполагаем, что породы Чиликской интрузии, так же как и кристаллические сланцы, имеют более древний, чем нижний карбон, возраст. Это предположение подтверждается данными изотопной геохронологии. Анализ монофракции мусковита из жилы пегматита в кристаллических сланцах Ацгаринского покрова дал цифру 370 млн. лет. Анализ выполнен К—Аг-методом в лаборатории ИГЕМ АН СССР. Образец взят в 80 м западнее контакта кристаллических сланцев и тоналитов. В этом месте кристаллические сланцы метасоматически изменены, что связано, по-видимому, с калиевым метасоматозом, происшедшем непосредственно после или в течение внедрения Чиликских тоналитов. Поэтому приведенная выше цифра изотопного возраста может косвенно указывать либо на время внедрения тоналитов, либо на возраст метаморфизма пород Ацгаринского покрова. Во всяком случае, она свидетельствует в пользу доверхнедевонского возраста кристаллических сланцев и тоналитов.

Как было отмечено выше, к западу и структурно выше пород пластины тоналитов располагается основное поле выходов кристаллических сланцев Ацгаринского покрова. Большое значение для палеотектонических реконструкций имеет вопрос о структурных соотношениях между Ацгаринским покровом и покровом офиолитов или Ацгаринским и Марухским покровами.

Г. И. Баранов и С. М. Кропачев (1976 г.) указывают, что Ацгаринский покров в зоне Передового хребта перекрывает Марухский, однако это положение в упомянутых работах не обосновывается. Поэтому следует остановиться на описании контактов пород покрова с окружающими породами.



Р и с. 29 Зарисовка южного склона хребта Абишира-Ахуба напротив верховья р. Архыз. Надвиг габбро-диоритов и кристаллических сланцев Ацгаринского покрова на фаменско-турнейские известняки и туфоконгломераты франа

1 — конгломераты с галькой плагиигранитов и вулканитов; 2 — известняки; 3 — серпентиниты; 4 — габбро-диориты; 5 — метаморфические сланцы, сильно катаклазированные; 6 — кристаллические сланцы

Выходы Ацгаринского покрова прослеживаются от верховьев р. Киши на крайнем западе зоны Передового хребта до р. Кяфар на востоке. На р. Кяфар с породами покрова офиолитов контактируют метаморфические сланцы, которые, по нашему мнению, принадлежат Ацгаринскому покрову. Их резко повышенный катаклиз связан, по-видимому, с тем, что они находятся в подошве этого покрова и служили «смазкой» при его перемещении. Мы уже отмечали выше, что метаморфические сланцы надвинуты на породы нижней пластины офиолитов, а также, вероятно, и на серпентиниты верхней. Западнее обнажаются Чиликские тоналиты и затем следует основное поле выходов Ацгаринского покрова, располагающегося в междуречье рек Кяфар и Большая Лаба.

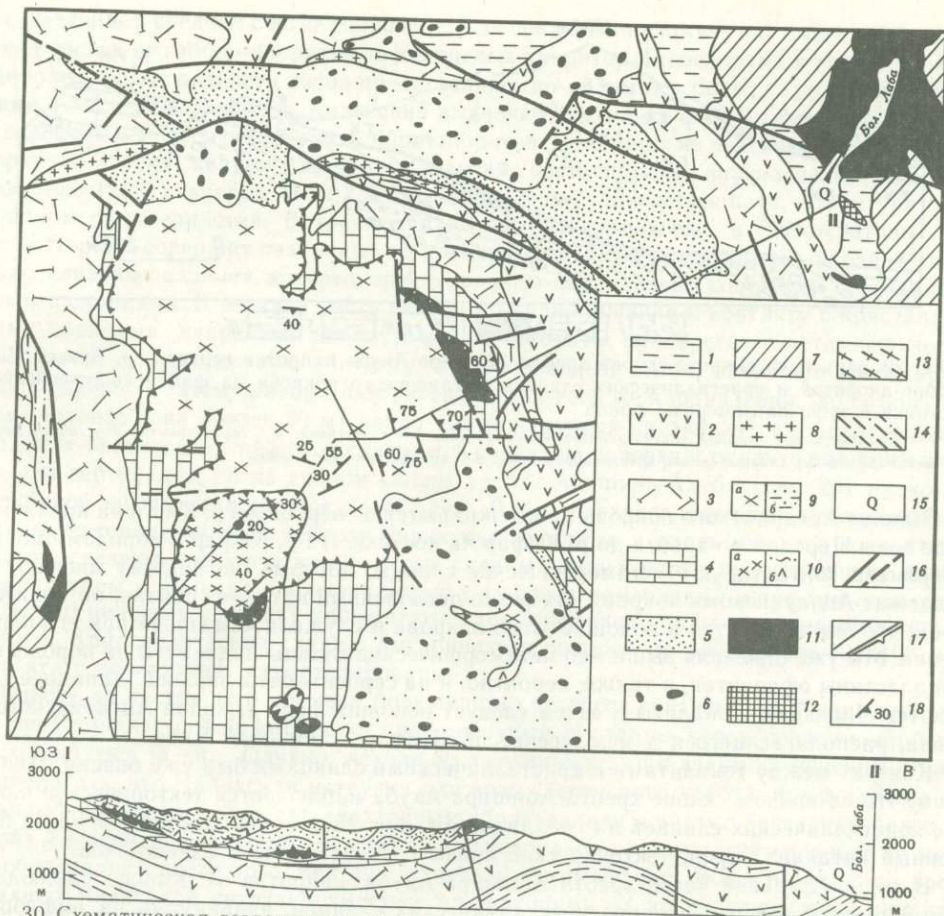
Контакт между тоналитами и кристаллическими сланцами был уже описан. Напоминаем, что на южном склоне хребта Абишира-Ахуба наблюдается тектоническое наложение кристаллических сланцев на тоналиты (см. рис. 29), в зоне контакта отмечен повышенный катаклиз пород, тектонические линзы серпентинитов и известняков.

В водораздельной части хребта Абишира-Ахуба, напротив оз. Кяфар, наблюдается тектонический останец покрова кристаллических сланцев, надвинутый на амфиболиты и метавулканиты покрова офиолитов. В останце обнажаются амфиболовые сланцы, микрогнейсы и гранат-двуслюдяные сланцы, характерные для этого покрова.

В левом борту р. Ацгара кристаллические сланцы граничат с мраморизованными известняками фамена—турне. Известняки обнажаются здесь в ядре антиклинали, на крыльях которой тектонически залегают кристаллические сланцы (см. рис. 20). В правом борту р. Ацгара крылья этой брахиформной складки осложнены целой серией крутых разломов, в связи с чем контакты кристаллических сланцев с известняками, как правило, крутые. По контактам располагаются тектонические линзы серпентинитов и тоналитов, причем последние соответствуют по составу породам Чиликской «интрузии».

Отсюда контакт протягивается в западном направлении до верховьев р. Загеданка. В этом месте кристаллические сланцы по пологим контактам надвинуты на известняки.

На хребте Дженту, в ядре пологой синклинали, крылья которой сложены фаменскими и турнейскими известняками, обнажается толща метапесчаников, слюдяных сланцев, метаалевролитов и углисто-кремнистых сланцев (рис. 30). Эта толща залегает на известняках с отчетливым структурным несогласием: сланцы смяты в систему симметричных складок, крылья которых наклонены под углами до 70° , а оси простираются в северо-северо-западном направлении, а мраморизованные известняки слагают ядро пологой синклинали с углами падения на крыльях, не превышающими 30° . Тектонический характер контакта подчеркивается тектоническими линзами серпентинитов и амфиболитов, а также многочисленными зеркалами скольжения. Кроме того, в данном разрезе устанавливается обратная метаморфическая зональность, так как породы сланцево-терригенной толщи метаморфизованы, по крайней мере в эпидот-амфиболитовой субфации амфиболитовой фации регионального метаморфизма, а нижележащие известняки — в зеленосланцевой.



Р и с. 30 Схематическая геологическая карта и профиль района междуречья Большой и Малой Лабга. Сост. с использованием материалов В. Ф. Сидоренко, Г. Л. Донченко, В. С. Нагаева и др.

1 — филлиты бахмуткинской свиты (D_2); 2 — основные и средние эффузивы кызылкольской свиты (D_2); 3 — туфы и конгломераты картджуртской свиты (D_2-3); 4 — известняки пастуховской свиты (C_1); 5 — песчаники и алевролиты (C_2); 6 — конгломераты (P); 7 — песчаники и алевролиты (T—K); 8 — граниты; 9 — метапесчаники и метаалевролиты (а — на карте, б — на разрезе); 10 — слюдяные сланцы с пластовыми телами кислых лав (а — на карте, б — на разрезе); 11 — серпентиниты; 12 — габбро; 13 — кристаллические сланцы и амфиболиты ($P_3?$); 14 — гнейсы ($P_3?$); 15 — четвертичные отложения; 16 — субвертикальные разломы; 17 — надвиги; 18 — элементы залегания

К югу от основного поля выходов пород сланцево-терригенной толщи, в верховьях руч. Рожкао, наблюдаются мелкие тектонические останцы метаморфических сланцев и серпентинитов на турнейских известняках.

Как показали исследования, проведенные автором [Хаин, 1977], метаморфические сланцы, обнажающиеся в тектоническом останце на хребте Дженту, хорошо сопоставляются с таковыми, залегающими в левом и правом бортах р. Ацгара и, несомненно, участвующими в строении Ацгаринского покрова.

Таким образом, описанные выше соотношения подтверждают высказанные Г. И. Барановым, И. И. Грековым и С. М. Кропачевым предположения об аллохтонном характере залегания пород, относимых к Ацгаринскому покрову, и о том, что Ацгаринский покров в зоне Передового хребта перекрывает Марухский покров. По принятой в данной работе терминологии, породы верхней мегапластины надвинуты как на кремнисто-терригенный покров (Е. В. Хаин, 1977 г.), так и на покров офиолитов средней мегапластины. Последний вывод является очень важным для палинспастической реконструкции аллохтонного комплекса Передового хребта.

Состав пород Ацгаринского покрова, его внутренняя структура, метаморфизм, возраст — все эти вопросы освещены в литературе крайне недостаточно. Поэтому автором совместно с М. Л. Соминим и В. П. Видяпиным в 1976—1978 гг. было предпринято изучение разреза, внутренней структуры и метаморфизма Ацгаринского покрова в районе самого большого развития его пород, в междуречье рек Ацгара и Кяфар. Результатом этих исследований явилась совместная работа [Сомин и др., 1980], в которой на автора была возложена задача изучения вещественной характеристики пород покрова, а М. Л. Сомин и В. П. Видяпин изучали структуры и микроструктуры его пород. Кроме этих исследований, в работе использованы результаты личных наблюдений автора на хребте Дженту (Е. В. Хаин, 1977 г.) и М. Л. Сомина [1971, 1980] — в бассейне р. Киши и в зоне Главного хребта.

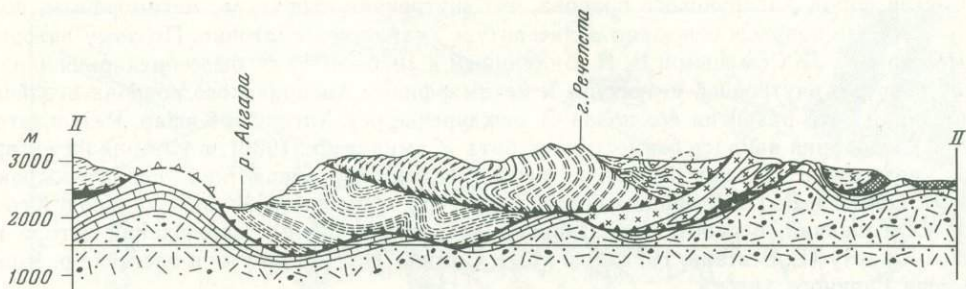
Вслед за геологами, проводившими здесь геологическую съемку (Сидоренко и др., 1968 г.), мы выделяем в составе Ацгаринского покрова четыре толщи, четко отличающиеся по составу пород. Эти толщи находятся в аллохтонном залегании и не имеют в связи с этим регионального распространения, поэтому их нельзя возводить в ранг свит. Для простоты описания мы даем этим толщам собственные названия по местам наибольшего распространения. Выделяются (с запада на восток) ацгаринская толща гранат-биотитовых гнейсов, абишира-ахубская толща амфиболовых сланцев, речептинская толща микрогнейсов и кяфарская толща гранат-ставролит-двуслюдяных сланцев и плагиогнейсов.

Ацгаринская толща обнажена в обоих бортах р. Ацгара. Ее видимая мощность составляет около 800 м. В левом борту р. Ацгара породы толщи граничат по тектоническим контактам с известняками нижней мегапластины, которые слагают здесь ядро Ацгаринской брахиформной антиклинали (рис. 31). Для нее характерны пологий замок и крутые крылья, в связи с чем контакты известняков и сланцев обычно крутые. В большинстве случаев описываемые контакты осложнены крутыми разломами.

По контактам наблюдаются тектонические клинья серпентинитов и габбро-диоритов. С востока, на водоразделе рек Ацгара и Чилик, породы толщи граничат по тектоническому контакту с отложениями абишира-ахубской толщи. Ацгаринская толща состоит в основном из тонкозернистых гранат-биотит-кварц-плагиоклазовых метапелитовых сланцев. Это серые и темно-серые тонкозернистые породы, среди которых наблюдаются многочисленные прослои мелкозернистых разновидностей и единичные прослои амфиболовых сланцев. Для толщи характерно присутствие многочисленных метаморфизованных даек кислого состава и прослоев графитсодержащих сланцев. Амфиболовые сланцы наиболее обильны в основании видимого разреза толщи, в правом борту р. Ацгара. Здесь они слагают пачку мощностью около 100 м.

Как было отмечено выше, для толщи наиболее характерными породами являются гранат-биотит-плагиоклазовые сланцы. Они обладают сланцеватой текстурой с плохо сохранившимися реликтами blastsпелитовой и blastsпсаммитовой структур. Содержание кварца обычно не превышает 40%, в то время как содержание граната варьирует от 3 до 10%. Иногда этот минерал полностью отсутствует. В шлифах наблюдаются также единичные зерна циркона, сфена, магнетита. Графитсодержащие разновидности сланцев представлены биотит-графит-кварц-плагиоклазовыми сланцами. Это тонкозернистые черные породы, обычно с плейчатой текстурой. Кроме перечисленных минералов, в них присутствуют ильменит, иногда в больших количествах, и единичные зерна граната. Сланцы такого типа образовались, по всей видимости, по углисто-кремнистым осадкам.

Среди амфиболсодержащих пород преобладают кварц-плагиоклаз-амфиболовые сланцы, содержащие в незначительных количествах гранат и биотит. Также характерно наличие кальцита и эпидота (клиноцоизита), которые слагают иногда до 20% породы. Кальцит находится в основной массе и образует жилы, параллельные сланцеватости. Амфиболовые разновидности являются, по-видимому, результатом метаморфизма туфогенных или туфогенно-осадочных пород с карбонатным цементом, а также карбонатно-глинистых осадков (доломитовые мергели?). Среди рассматриваемого типа пород встречаются бескварцевые амфиболовые сланцы, состоящие из плагиоклаза и амфибола, образовавшиеся, вероятно, по туфам или грауваккам.



Р и с. 31 Геологический профиль через Ацгаринский тектонический покров (хребет Абишира-Ахуба). Сост. по геологической карте (см. рис. 20)

Условные обозначения те же, на рис. 20

В толще наблюдаются также плагиоклазовые гнейсы, содержащие своеобразные прослои и линзы сланцев, которые можно назвать гранатовыми кварцитами. Они имеют полосчатую текстуру, которая обусловлена наличием слойков, обогащенных кварцем и гранатом и слойков с кальцитом. Количество граната в таких слойках достигает 50%. Такие сланцы образовались, вероятно, по известковистым пелитам.

В единичных количествах в ацгаринской толще наблюдаются прослои силлиманит- и ставролитсодержащих сланцев, которые отвечают, по-видимому, высокожелезистым пелитам.

Стратиграфический разрез толщи составить не удастся, так как она смята в сложную систему изоклинальных складок нескольких генераций. Первоначально она, по-видимому, представляла собой толщу пелитов, переслаивающихся с олигомиктовыми алевролитами, песчаниками, углисто-кремнистыми сланцами и прослоями туфогенных пород.

На западном склоне водораздела рек Ацгара и Чилик ацгаринская толща по крутому тектоническому контакту, падающему на восток, граничит с абишира-ахубской толщей. В зоне разрыва развиты сильно ожелезненные породы. Абишира-ахубская толща наиболее полно обнажена в водораздельной части хребта Абишира-Ахуба и на водоразделах рек Ацгара, Чилик и Кяфар. Она имеет характерный облик и состоит из амфиболовых сланцев и мелкозернистых рассланцованных амфиболитов, которые прославляются мало-мощными пластами биотитовых микрогнейсов. Редки, но чрезвычайно характерны прослои небольшой (иногда дециметры) мощности графит-кварцевых сланцев (метасилицитов). В связи с сильной деформированностью определить мощность свиты невозможно, однако судя по тому, что отдельные, наиболее характерные пачки не повторяются в разрезе, следует думать, что значительная ширина выходов свиты при практически вертикальном залегании отражает ее первоначальную мощность, которая превышает 1,5 км. Содержащие роговую обманку породы наиболее характерны для состава толщи. Они сложены пачки, закономерно повторяющиеся в разрезе, мощность которых достигает многих десятков метров, в отдельных случаях — до 150—200 м. Среди рассматриваемых пород резко преобладают тонкорассланцованные, темно-зеленые с поверхности (гранат) — (биотит) — кварц-плагиоклаз-амфиболовые сланцы, которые были описаны выше в составе пород ацгаринской толщи. Здесь они имеют гораздо большее распространение. Кроме этих разновидностей, в толще наблюдаются прослои, а также секущие тела мелко- и крупнозернистых бескварцевых амфиболитов с гранобластовой структурой, среди которых наблюдаются участки с реликтовой офитовой структурой. Амфибол представлен нормальной зеленой роговой обманкой, местами ее замещает актинолит. Амфиболиты такого типа возникли, вероятно, по диабазам или габбро-диабазам. Кроме вышеперечисленных пород, в составе толщи участвуют биотитовые микрогнейсы, плагиогнейсы с линзами гранатовых кварцитов и графитсодержащих сланцев.

В западной части выходов абишира-ахубской толщи (до перевала на р. Чилик) в ее составе преобладают амфиболовые сланцы с редкими прослоями тонкополосчатых графитистых сланцев (метасилицитов) и телами амфиболитов. В направлении к востоку в толще начинают играть заметную роль гранат-биотитовые сланцы и микрогнейсы,

постепенно она переходит в речепстинскую толщу, состоящую преимущественно из микрогнейсов. Граница между толщами проводится условно.

Как видно из описания, в составе абишира-ахубской толщи преимущественную роль играют амфиболовые сланцы, которые образовались, по-видимому, по вулканогенным породам. Она, вероятно, представляла собой вулканогенную (скорее всего, туфогенную) толщу с прослоями пелитов, кремнисто-карбонатных пород и кремней.

Речепстинская толща наиболее полно вскрыта в водораздельной части хребта Абишира-Ахуба и на водоразделе рек Чилик и Кяфар и, в частности, на склонах горы Речепста. Она сложена преимущественно мелкозернистыми гранат-биотит-кварц-плагиоклазовыми сланцами, плагиогнейсами и двуполевошпатовыми микрогнейсами. Наблюдаются также прослой и линзы гранатовых кварцитов, кварцевых амфиболитов и амфиболовых сланцев. В восточной части выходов речепстинской толщи в ее составе преобладают гранат-биотит-(мусковит)—кварц-плагиоклазовые сланцы и гнейсы. Это серые мелкозернистые породы с розоватым оттенком. Содержание граната, биотита, мусковита резко варьирует. Сланцы содержат отдельные прослой (иногда очень частые) плагиогнейсов, гнейсов с линзами гранатовых кварцитов, графитсодержащих сланцев, и (очень редко) амфиболовых сланцев и кварцсодержащих амфиболитов. В западной части выходов толщи (восточные склоны горы Речепста) в ее составе появляются, а затем начинают преобладать гранат-биотитовые двуполевошпатовые микрогнейсы, которые составляют здесь более 70% толщи. Содержание граната и биотита в них резко меняется (5—30%).

Исходя из минеральных парагенезисов пород толщи, можно полагать, что она сложена метаморфизованными пелитами олигомиктового состава с пачками пород существенно аркозового состава, а также с прослоями терригенно-карбонатных и кремнистых пород.

На восточных склонах горы Речепста речепстинская толща резко сменяется кяфарской. Контакт между этими толщами остался не до конца изученным из-за сильной вторичной нарушенности разреза. По всей вероятности, это стратиграфический контакт, но трудно определить соотношения между толщами. Кяфарская толща резко отличается от всех вышеописанных присутствием крупнокристаллических сланцев, главными породообразующими минералами которых являются мусковит, кварц, гранат, ставролит и биотит. В составе толщи выделяются две пачки: восточная и западная. В западной пачке резко преобладают гранат-ставролит-биотит-(мусковит)-кварц-плагиоклазовые сланцы. Это крупнозернистая порода с ярко выраженной гранобластовой структурой, содержание граната в которой колеблется от 5 до 20%. Этот минерал образует как крупные порфиробласты, так и мелкозернистые скопления, рассеянные по породе. Обычно наблюдаются оба случая. Ставролит всегда образует крупные порфиробласты. Часто встречаются также крупные новообразованные порфиробласты плагиоклаза. В отдельных разностях сланцев можно видеть псевдоморфозы, состоящие из мельчайших зерен актинолита по каким-то крупным кристаллам, возможно по кристаллам кордиерита.

Сланцы западной пачки являются, по-видимому, продуктом метаморфизма высокоглиноземистых и высокожелезистых осадков, бедных СаО. Кроме вышеописанных сланцев, в пачке встречаются маломощные пласты биотитовых сланцев, плагиогнейсов, метааркозовых сланцев. Присутствуют также маломощные пачки кварцсодержащих амфиболитов с отдельными зернами калиевого полевого шпата.

В восточной пачке, тяготеющей к пластине плагиогранитов, преобладают плагиогнейсы и двуполевошпатовые гнейсы, содержащие биотит, гранат и мусковит в количестве от 5 до 30%. В виде отдельных прослоев наблюдаются силлиманитсодержащие биотитовые сланцы. Силлиманит (фибrolит) обычно в виде тонких пучков развивается по мусковиту или присутствует как породообразующий минерал. Во многих разностях сланцев присутствует турмалин, количество которого иногда достигает 10% и более. В одном прослое на хребте Чилик обнаружен флюорит. Непосредственно к контакту с Чиликской интрузией подходят гранат-биотит-кварц-плагиоклазовые сланцы. Примерно на расстоянии в 100 м от контакта эти породы мигматизированы.

Судя по парагенезам минералов, структурам и текстурам пород, кристаллические сланцы покрова метаморфизованы в условиях ставролит-альмандиновой субфации альмандин-амфиболитовой фации регионального метаморфизма и относятся, по всей видимости, к барроускому или среднебарическому типу. При многообразии метаморфических парагенезов породы метаморфизованы достаточно равномерно, о чем свидетельствует присутствие ставролита в сланцах ацгаринской толщи и амфиболитов, содержащих гранат. Многообразие пород обусловлено в основном исходным химическим составом. Так, массовое появление ставролита в породах кяфарской толщи связано с благоприятным для образования ставролита составом пород (высокое содержание глинозема, железа и низкое — СаО). Появление силлиманита (фибrolита) вместе с турмалином связано, по-видимому, с кислотным выщелачиванием в условиях кварц-силлиманитовой фации кислотного выщелачивания [по: Кориковскому, 1979]. Явлений контактового метаморфизма в связи с Чиликской интрузией не отмечено. Метаморфизм не повышается в сторону интрузии, как это представлялось многим авторам, а наоборот, «понижается». Так, ставролит появляется только в 200 м к востоку от интрузии, а непосредственно к ней подходят гранат-биотитовые сланцы.

Породы покрова испытали диафорез зеленосланцевой фации, который развивался по наиболее благоприятным породам и по каким-то линейно вытянутым ослабленным зонам. Наиболее характерными минералами этого процесса являются хлорит, мусковит, и реже эпидот (в основном клиноцоизит). Хлорит обычно развивается в первую очередь по граниту, а затем охватывает и остальные минералы. Мусковит развивается главным образом по биотиту, иногда полностью замещая последний. Особенно широко мусковит распространен в высокоглиноземистых породах кяфарской свиты. Его содержание, так же как и хлорита, резко различно. Эпидот наблюдается в основном в амфиболсодержащих породах. В них он присутствует и как равновесный, и как новообразованный минерал.

Внутренняя структура Ацгаринского покрова

Изучение внутренней структуры покрова кристаллических сланцев проводилась в рамках совместной работы [Сомин и др., 1980] М. Л. Соминым и В. П. Видяпиным. Ниже приводятся основные результаты этого исследования.

Породы всех толщ комплекса, за исключением ортоамфиболитов, известных в абишира-ахубской толще, характеризуются обычно четко выраженной кристаллизационной сланцеватостью. Это позволяет предполагать развитие изоклинальных складок, для которых сланцеватость играет роль кливажа осевой плоскости. Такие сильно сплюснутые с параллельными и субпараллельными крыльями складки действительно устанавливаются во всех толщах кристаллического комплекса. Наиболее часто они наблюдаются в абишира-ахубской толще, где фиксируется тонкое чередование слоев контрастного состава. Плоскости сланцеватости, представленные единообразно ориентированными слюдами, хлоритом, пересекаются в замках складок, отчетливо пересекаются и тонкие слойки, и жилки кварца, образование которого связано с метаморфической дифференциацией в первоначально неоднородных тонкослоистых породах. Осевые поверхности этих складок и параллельная им сланцеватость изогнуты с образованием структур второй генерации, форма которых варьирует от субизоклинальных до открытых. Шарниры обычно залегают с наклоном не более 20°, преимущественно на северо-восток при осевых поверхностях, падающих на северо-запад. Однако чаще эта вторая генерация складок имеет вид «каскадных» открытых складок с субгоризонтальными осевыми поверхностями, шарниры которых залегают очень полого. Местами отмечался кливаж осевой плоскости, пересекающий слоистость этих структур, отмечаются реликты более ранних складок. Складки первой и второй генераций нарушены синметаморфическими разрывами. Последние видны только тогда, когда расположены под некоторым углом к сланцеватости и слоистости пород.

Складчатые деформации следующего этапа выразились в формировании Речепстинской структуры. Это крупная открытая лежащая складка с полого залегающей осевой по-

верхностью и шарниром: угол между крыльями постепенно изменяется от 10 до 40° по мере движения на северо-восток. Расстояние между ними 150 м. Ее осевая поверхность воздымается к западу, в связи с чем верхнее крыло складки срезается эрозией, падения плоскостных текстур пород приобретают основной наклон к западу. Ядро Речепстинской структуры слагают породы речепстинской толщи, крылья — абишира-ахубской и кяфарской. Местами, например, на водоразделе рек Чидик и Ацгара, западное или нижнее крыло Речепстинской складки осложнено складкой такого же типа, а также разрывом, полого падающим к западу.

Сходная структура наблюдается в породах Ацгаринского покрова на горе Джуга. Видимые в больших обнажениях открытые складки каскадного типа имеют в высоту более 15 м; они деформируют субизоклинальные складки с полого залегающими шарнирами. Этот район особенно интересен в том отношении, что здесь устанавливается резкое структурное несогласие между нижнекаменноугольными известняками и породами Ацгаринского покрова [Сомин, 1971]; если в первых плоскостные элементы полого наклонены к северу, то во вторых эти элементы и шарниры складок и третьей генерации имеют субмеридиональное простирание.

Обсуждение (средняя и верхняя мегапластины)

В составе средней тектонической единицы устанавливается следующая последовательность покровов (снизу вверх): кремнисто-терригенный покров — покров офиолитов.

Породы кремнисто-терригенного покрова сохранились фрагментарно в виде тектонических клиньев в подошве вышележащих покровов. Они представлены фтанит-сланцево-терригенными отложениями, которые формировались, по-видимому, в малом океаническом или морском бассейне, в строении бортов которого, судя по олигомиктовому, кварц-плагноклазовому составу обломочного материала песчаников, значительную роль играли породы сиалического состава.

Судя по находкам граптолитов (Чегодаев, 1979 г.) и литологическим сопоставлениям с фаунистически охарактеризованными отложениями, породы покрова имеют в основном нижнесилурийский возраст. В их составе участвуют также верхнесилурийские породы, литологический состав которых существенно не отличается. По формационному составу и возрасту отложения кремнисто-терригенного покрова хорошо коррелируются с силурийской тебердинской свитой нижней пластины покрова офиолитов, породы которой непосредственно перекрывают базальты офиолитового комплекса.

Исходя из этого, можно предполагать, что эти две группы пород формировались на незначительном расстоянии друг от друга в сходных условиях.

Особый интерес представляет покров офиолитов. Набор пород этого покрова соответствует по составу офиолитовым комплексам, широко известным в литературе. Здесь присутствуют такие непременные члены этих комплексов как гипербазиты, габброиды и базальты. Как было показано выше, в составе комплекса участвуют две пластины, причем в каждой из них наблюдается перевернутый разрез, что является частной особенностью его строения. Перевернутое положение в разрезе пород офиолитового комплекса наблюдается и в других складчатых сооружениях, например на Урале (Хабарнинский массив). На перевернутое положение в разрезе указывают соотношения между породами. Пластины габброидов всегда находятся структурно выше пластин эффузивов и диабазов, однако последние рвут габброиды и содержат их ксенолиты, что свидетельствует о более молодом их возрасте. Такие соотношения наблюдаются между габброидами и гипербазитами — габброиды прорывают гипербазиты и содержат их ксенолиты.

Подушечные лавы, пластины базальтоидов, как показали исследования, проведенные А. А. Беловым и В. Л. Омельченко [1976], также находятся в перевернутом залегании. На перевернутое положение разреза указывает также его сравнение со ставшими уже классическими разрезами офиолитовых комплексов на Ньюфаундленде, в Омане и других местах [Колман, 1979].

Основываясь на этом положении и на структурных соотношениях между породами, мы

попытаемся восстановить первичные соотношения между породами и их последовательность в «разрезах».

Как уже отмечалось выше, в покрове офиолитов выделяются две пластины, причем последовательность пород в каждой из них одна и та же, что создает впечатление простого тектонического сдвигания пород покрова. Однако, как показывает детальное изучение пород каждой пластины, строение их разное, что особенно характерно для вулканогенно-осадочных комплексов. Поэтому мы приходим к выводу, что первичные соотношения между породами каждой пластины были латеральные, т. е. они образовались в сходных условиях, на незначительном удалении друг от друга, а названия «нижняя» и «верхняя» пластины условные и отражают только современную структуру.

В основании нижней пластины (если мы будем рассматривать породы в нормальном залегании) выходят серпентинизированные гарцбургиты, на них по тектоническому контакту надвинуты габбро-амфиболиты, которые, в свою очередь, перекрываются тектонической пластиной базальтоидов, содержащих в нижней своей части комплекс даек и силлов диабазов. Базальты, с постепенным переходом, сменяются выше зелеными сланцами, образованными по вулканитам основного состава и туфам с прослоями осадочных пород, причем последние вскоре начинают преобладать. Верхняя часть «разреза» толщи зеленых сланцев (или тебердинской свиты) сложена фтанит-сланцевыми отложениями в нижней части и фтанит-сланцево-терригенными в верхней части разреза, иногда встречаются прослои мраморов.

В основании верхней пластины, так же как и в нижней, вскрыты серпентинизированные гарцбургиты, которые тектонически перекрываются тонкой, но выдержанной по простиранию чешуей апогаббровых амфиболитов и затем мощной чешуей базальтоидов. В верхней части чешуи базальтоидов также находятся зеленые сланцы, образованные по туфам и осадочным породам, но большая их часть тектонически срезана.

Из описания видно, что разрезы как нижней, так и верхней пластины сильно тектонически нарушены. Попытаемся сравнить эти нарушенные разрезы с наиболее полными разрезами офиолитовых комплексов Урала, Ньюфаундленда, Новой Гвинеи, Монголии, Омана и др. [Савельев, Савельева, 1977; Колман, 1979; Книппер, 1975; Перфильев, Херасков, 1980; Davies, 1971]. Такое сравнение мы будем проводить отдельно для каждой пластины.

Серпентинизированные гарцбургиты, которые обнажаются в основании нижней пластины, по своему структурному положению и преимущественно гарцбургитовому составу, скорее всего, отвечают некумулятивному дунит-гарцбургитовому комплексу, который выделяется многими авторами в основании наиболее полных разрезов офиолитов. К сожалению, из-за сильной серпентинизации гарцбургитов трудно говорить о степени их тектонической нарушенности и внутренней структуре. В чешуе габбро-амфиболитов наблюдаются в основном диопсидовые габбро, претерпевшие сильную метаморфическую переработку. Эти габброиды отвечают, по-видимому, верхней части так называемого полосчатого комплекса (переслаивание дунитов, верлитов, клинопироксенитов и габбро в нижней части разреза и преимущественно габбро в верхней). Нижняя часть разреза в данном случае отсутствует, причем мы не знаем, является ли это отсутствие первичным или оно вызвано чисто тектоническими причинами. Диопсидовые габбро в верхней части разреза полосчатого комплекса наблюдаются в разрезах Хабаровинского массива Урала [Перфильев, Херасков, 1980].

Выше габброидов залегают базальты, прорванные в нижней части своего разреза диабазами. В основании пластины, сложенной базальтами, выделяется комплекс даек и силлов диабазов, причем силлы преобладают в нижней его части, а выше наблюдаются беспорядочно ориентированные дайки диабазов. В диабазах наблюдаются скиалиты и скрины разного размера габбро-амфиболитов. По соотношениям пород видно, что диабазы внедрялись в уже холодное раскристаллизованное габбро, испытавшее метаморфизм эпидот-амфиболитовой или амфиболитовой фации. По своему структурному положению и условиям образования комплекс даек и силлов Передового хребта является гомологом комплекса параллельных даек, который выделяется на Урале, Ньюфаундленде, Кипре и в других местах, но отсутствует в отдельных, достаточно

полных и мощных разрезах (Папуа-Новая Гвинея). Комплекс даек и силлов Передового хребта явно обладает специфическими чертами. Дайки в известных комплексах располагаются перпендикулярно к общей стратификации толщи и составляют обычно 90% ее объема, в то время как в рассматриваемом комплексе преобладают беспорядочно ориентированные дайки и силлы. Из этого следует, что комплекс даек и силлов Передового хребта формировался в несколько иной палеотектонической обстановке. Образование дайковых комплексов обычно связывается с обстановкой линейно ориентированного растяжения; дайковый комплекс Передового хребта мог формироваться в обстановке отсутствия линейных напряжений.

Подобный по строению дайковый комплекс недавно описан А. С. Перфильевым и Н. Н. Херасковым [1980] в Боянхонгорском офиолитовом комплексе Монголии. Его образование эти авторы связывают (вслед за другими исследователями [Хаин, Левин, 1978] с диффузным или рассеянным растеканием базальтов океанического дна. По мнению перечисленных авторов, такое растекание характерно для бассейнов типа окраинных морей.

Выше по разрезу количество силлов постепенно уменьшается и в верхней части, как и во всех разрезах офиолитов, залегают базальты с подушечной и массивной текстурами. Несогласия или перерыва между породами дайкового комплекса и лавами, которые наблюдаются в ряде районов, например на Малом Кавказе [Книппер, 1975], в нашем случае не выявляются. Базальты прорываются туфогенно-фтанит-сланцевыми и фтанит-сланцево-терригенными отложениями тебердинской свиты.

Разрез верхней пластины офиолитов имеет несколько иной характер. В его основании также наблюдаются серпентинизированные гарцбургиты, на которые тоже налегают габброиды, но эти габброиды в отличие от габброидов нижней пластины метаморфизованы несколько выше, в пределах высоких ступеней амфиболитовой фации. На амфиболиты надвинуты базальтоиды, в составе которых в отличие от базальтов нижней пластины резко преобладают плагиоклазовые порфириды; кроме того, появляются, хотя и малочисленные, покровы андезитов и андезит-дацитов, присутствуют также маломощные прослои осадочных пород и туфов среднего состава. Метаморфизм пород описываемой пластины базальтов несколько выше и соответствует эпидот-амфиболитовой фации, что хорошо устанавливается по прослоям метаосадочных пород.

Таким образом, если вулканы нижней пластины отвечают комплексам параллельных даек и лавовому, то вулканы верхней пластины — верхней части комплекса подушечных лав. Разный метаморфизм лав двух пластин, по-видимому, можно объяснить тем, что их тектоническое выведение происходило с разных глубин.

Как видно из вышеизложенного, в Передовом хребте мы наблюдаем достаточно полный разрез пород офиолитового комплекса. Его главным отличием является практически полное отсутствие в нем пород нижней части разреза полосчатого комплекса. Отсутствие ксенолитов пород полосчатого комплекса в диабазах дайкового комплекса может свидетельствовать в пользу того, что это отсутствие могло быть первичным. В разрезе также нет дайкового комплекса в его классическом выражении.

С разрезом офиолитов тесно связаны амфиболиты, часть из которых образовалась в результате динамотермального метаморфизма пород офиолитовой ассоциации. Вопрос о происхождении амфиболитов, слагающих самостоятельные пластины, остается открытым.

В офиолитовом комплексе встречаются бластомилониты, которые приурочены к трем уровням разреза. Они наблюдаются на контакте пород верхней и нижней пластин, между диабазами дайкового комплекса и габбро-амфиболитами нижней пластины, а также в кровле чешуи гипербазитов верхней пластины. Бластомилониты маркируют по-видимому, глубинные субгоризонтальные поверхности срыва внутри офиолитового комплекса. Такие поверхности срыва устанавливаются и в разрезах офиолитовых комплексов Малого Кавказа, Лигурийских Альп, Урала [Книппер, 1975, 1978; Пейве, 1969; Савельев, Савельева, 1977].

Материал, имеющийся у нас по офиолитовому комплексу Передового хребта, свидетельствует о том, что этот комплекс, так же как и многие другие, не мог формиро-

ваться одноактно, как это представлялось многим исследователям [Moogs, 1969; и др.], а формировался в течение нескольких этапов, разорванных во времени. Представления о том, что офиолитовые комплексы формируются в течение нескольких этапов, были высказаны А. Л. Книппером [1978] на основании анализа офиолитовых серий Малого Кавказа, Лигурийских Альп, Ньюфаундленда и Камчатки.

В нашем случае также устанавливается разрыв во времени между формированием отдельных членов офиолитового разреза. Например, мы наблюдаем, что диабазы комплекса даек внедрены в холодное раскристаллизованное габбро, претерпевшее метаморфизм, так как диабазы с зонами закалки секут метаморфическую полосчатость в габброидах. Между габброидами и гипербазитами наблюдаются примерно те же взаимоотношения — картируются дайки габбро в гипербазитах. Между габброидами и гипербазитами проходит отчетливая плоскость срыва, маркируемая динамометаморфизованными амфиболитами и бластомилонитами.

Таким образом, в истории формирования офиолитового комплекса следует выделять несколько этапов: образование пород гарцбургитового комплекса — внедрение в него габброидов и последующий их метаморфизм — внедрение в габброиды диабазов, которое могло сопровождаться уничтожением части габброидов, как это полагают А. С. Перфильев и Н. Н. Херасков [1980] и следующее вслед за всеми этими процессами излияние базальтов. Разрыва во времени между формированием пород дайкового комплекса и излиянием лав не устанавливается.

Встает вопрос о возрасте магматических и осадочных образований офиолитового комплекса Передового хребта. Базальты этого комплекса имеют, вероятно, силурийский и, возможно, ордовикский возраст, так как они перекрываются силурийскими зелеными сланцами тебердинской свиты. Как уже указывалось, определение изотопного возраста габбро К—Аг—методом дало цифры 457 и 493 млн. лет, что может говорить об ордовикском возрасте метаморфизма габброидов и соответственно о более древнем их первичном возрасте. Гипербазиты, которые являются наиболее древними породами офиолитового комплекса, являются, вероятно, доордовикскими. Все эти датировки подтверждаются наличием гальки офиолитов в конгломератах верхнесилурийской олистостромо-вой толщи.

Сходство разрезов офиолитового комплекса Передового хребта с разрезами офиолитовых комплексов других складчатых областей и с океанической корой современных океанических бассейнов [Дейве, 1969; Дейве и др., 1971; Книппер, 1975; и др.] заставляет предполагать, что в донамюрское время на территории, прилегающей с юга к зоне Передового хребта, существовал бассейн с корой океанического типа. Однако известны четыре класса структур, обладающих корой океанического типа: рифтовые зоны, внутренние моря, окраинные моря и океаны. Состав осадков, перекрывающих базальты офиолитового комплекса (олигомиктовые кварц-плагиоклазовые песчаники, участвующие в разрезе фтанит-сланцево-терригенной тебердинской свиты), показывает, что офиолитовый комплекс Передового хребта не мог образоваться в обстановке открытого океана или внутриконтинентального рифта. Тип осадков, перекрывающих базальты офиолитового комплекса, наличие в вулканогенной части разреза средних разностей пород, а также клиньев осадочных пород, специфический характер строения дайкового комплекса — все эти данные позволяют высказать предположение, что офиолитовый комплекс Передового хребта формировался, по-видимому, в обстановке окраинного бассейна.

В верхней мегапластине или Ацгаринском покрове кристаллических сланцев нашими исследованиями устанавливается единый по структуре и метаморфизму комплекс пород. Они метаморфизованы достаточно равномерно в пределах ставролитовой ступени амфиболитовой фации регионального метаморфизма и испытали затем диафорез зеленосланцевой фации. Структурные преобразования выразились, по данным М. Л. Сомина [1980], в образовании трех генераций складок.

В истории становления Ацгаринского покрова можно выделить три этапа. В течение первого этапа, очевидно, на месте своего образования породы покрова были метаморфизованы в амфиболитовой фации регионального метаморфизма и смяты в складки

двух генераций — складки с параллельными и субпараллельными крыльями первой генерации и субгоризонтальные и открытые складки второй генерации. Во время этого же этапа произошло, вероятно, внедрение Чиликской интрузии плагиогранитов.

В начале второго этапа, возможно в процессе транспортировки покрова, породы были смяты в крупные открытые складки третьей генерации «каскадного» типа. Эти складки опрокинуты обычно на восток-северо-восток и указывают, как нам представляется, на направление надвигания покрова. В течение второго этапа контакты между породами Чиликской интрузии и кристаллическими сланцами были сорваны. Не совсем ясно, в какое время произошел зеленосланцевый диафторез пород покрова. В обломках намюрских конгломератов, которые перекрывают сланцы покрова, мы не находим пород, которые могли бы перекрывать кристаллические сланцы и под кровлей которых они могли бы испытать метаморфизм зеленосланцевой фации. Так как выдвигание покрова происходило, судя по присутствию бластомилонитизированных пород, в его подошве, в глубинных условиях, мы вправе предположить, что этот диафторез произошел в процессе транспортировки покрова.

В течение третьего этапа породы покрова вместе с отложениями ближней мегапластины и нижнего покрова были смяты в пологие синклинали и антиклинали и разбиты крутыми разломами.

Единственными данными, позволяющими судить о возрасте кристаллических сланцев верхней мегапластины, являются датировки изотопного возраста. Определение мусковита из жилы пегматита в кристаллосланцах дало цифру 370 млн. лет (лаборатория ИГЕМ АН СССР, образец автора). Определение в той же лаборатории монофракции мусковита из гранат-двуслюдяного сланца дало цифру 390 млн. лет [Сомин, 1980] и амфибола из амфиболита (лаборатория ГИН АН СССР) — 470 ± 14 млн. лет. Все анализы выполнены К—Аг-методом. Эти цифры позволяют предположить доверхнедевонский, если не ордовикский, возраст кристаллических сланцев.

НЕОАВТОХТОН

В основании разреза неоавтохтона залегает толща песчаников, алевролитов, аргиллитов и мелкогалечных конгломератов, содержащая растительные остатки верхнего визе, намюра А, намюра С и вестфала А западно-европейской схемы деления карбона, что соответствует серпуховскому ярусу нижнего карбона и нижней части башкирского яруса среднего карбона СССР [Анисимова, Чегодаев, 1976]. Эти отложения трансгрессивно, с резким структурным несогласием ложатся на разные стратиграфические уровни аллохтонного комплекса. В самом основании разреза обычно располагаются плохо сортированные конгломераты, содержащие продукты размыва тех отложений, которые они непосредственно перекрывают. Конгломераты имеют ярко выраженный местный характер и отлагались в лагунных условиях, нижние контакты их обычно неровные, с многочисленными карманами. Часто устанавливаются ингрессивные контакты. Конгломераты нижних горизонтов неоавтохтона не имеют площадного распространения и развиты в отдельных местах, состав их гальки мы изучали в водораздельной части хребта Абишира-Ахуба, вблизи горы Джемаракли-Тюбе. В этом месте горизонтально залегающие верхний визе — среднекарбонные отложения слагают изометричное поле, занимающее восточное окончание хребта Абишира-Ахуба, водоразделы верховьев рек Малый Кяфар и Зеленчук. Вдоль нижнего края этого поля узкой полосой протягиваются конгломераты, которые располагаются на разнообразных породах средней мегапластины (с запада на восток — на гипербазитах, зеленых сланцах, габброидах, базальтах). Состав гальки конгломератов резко меняется по простиранию этого контакта, в каждом конкретном случае в их составе преобладают именно те породы, которые они перекрывают; галька других пород, которые могли бы перекрывать отложения аллохтона, например пород верхней мегапластины, и впоследствии быть размытыми, не наблюдается. Такой же характер состава гальки нижних конгломератов неоавтохтона мы наблюдали и в других районах Передового хребта.

Из этих наблюдений следуют два важных вывода: во-первых, над породами как нижней, так и верхней мегапластины не существовало сколько-нибудь мощной «покрышки», которая могла бы быть размыта, и, во-вторых, распределение пород разных мегапластин перед наюрским веком было примерно таким же, какое мы наблюдаем в настоящее время.

Стратиграфия средне-верхнекаменноугольных и пермских отложений наиболее полно описывается в работах А. А. Белова (1961—1962 гг.) Среднекаменноугольные отложения этот автор разделил на две толщи, нижняя из которых сложена песчаниками, алевролитами, конгломератами, туфами с прослоями кварцевых порфиров, туффитов и туфопесчаников; в верхней появляется большое количество пеплово-кремнистых прослоев и полностью исчезают эффузивы. В верхней части толщи преобладают конгломераты, в которых впервые появляется галька микроклинсодержащих гранитов, широко распространенных в зоне Главного хребта.

Верхнекаменноугольные отложения обычно согласно залегают на среднекаменноугольных отложениях. Только в отдельных местах наблюдается выклинивание части верхнекаменноугольных отложений. Рассматриваемые А. А. Беловым (1962 г.) отложения расчленены на три крупных ритма первого порядка, образованных конгломератами, гравелитами и песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов.

Пермские отложения Передового хребта представлены континентальными красноцветными вулканогенно-терригенными образованиями, а на западе также и верхнепермскими морскими карбонатно-терригенными отложениями.

По формационному составу средне-верхнекаменноугольные образования отвечают угленосной лимнической молассе, а пермские — красноцветной грубообломочной континентальной молассе.

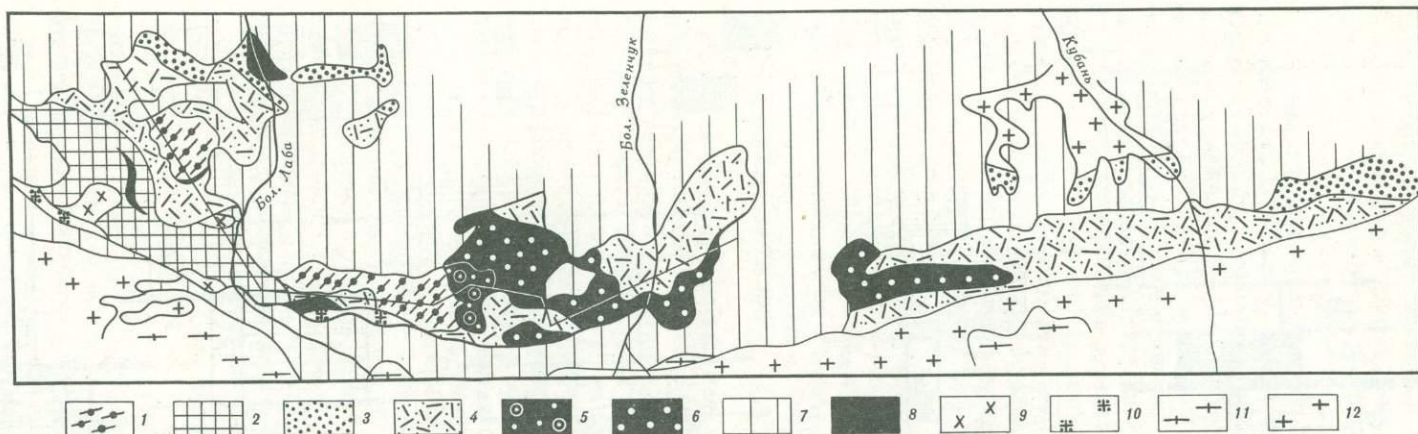
В северной части зоны Передового хребта образования неоавтохтона перекрываются моноклинально залегающим чехлом юрских и меловых отложений.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ ЗОНЫ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА

Данные, полученные автором, подтверждают, что зона Передового хребта имеет сложное покровно-складчатое строение. В ее составе нами выделяются три комплекса, из которых два нижних разделены субгоризонтальными плоскостями срыва, на местности хорошо диагностируемые как пологие надвиги (параавтохтонный и аллохтонный комплексы). В каждом из выделенных комплексов наблюдается свой стратиграфический разрез и информационный состав отложений. В аллохтонном комплексе тектонически совмещены три мегапластины, в каждой из них наблюдается отдельный формационный комплекс пород.

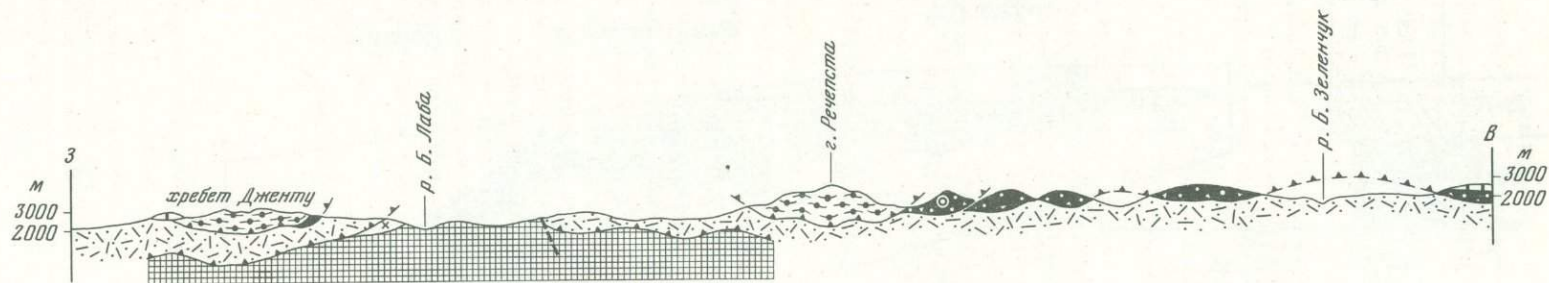
Покровное строение зоны Передового хребта доказывается целым комплексом фактов, из которых главными являются стратиграфические данные. Так, если мы будем рассматривать вертикальный разрез зоны Передового хребта, не учитывая пологих надвигов, то мы получим следующую возрастную последовательность пород (снизу вверх): силур—средний девон — нижний девон — нижний карбон — силур — ордовик (?) — средний карбон. Совершенно ясно, что такая последовательность может быть только тектонической.

Изучение внутренней структуры зоны Передового хребта также подтверждает покровное строение этой зоны. На местности прослеживается и часто легко картируется целый ряд пологих разрывных нарушений или надвигов. Вдоль плоскостей этих нарушений наблюдаются милонитизированные, катаклазированные и динамометаморфизованные породы, структурные и метаморфические несогласия между породами. К контактам также часто приурочены полого залегающие тектонические линзы серпентинитов, амфиболитов и диоритов. При детальном изучении оказывается, что не только осадочные, но и магматические породы часто имеют тектонические контакты с окружающими породами. Покровная структура зоны подтверждается также палеомагнитными исследованиями, проведенными в последние годы Г. В. Войткевичем, Е. В. Шевлягиным и О. В. Кочергиным.



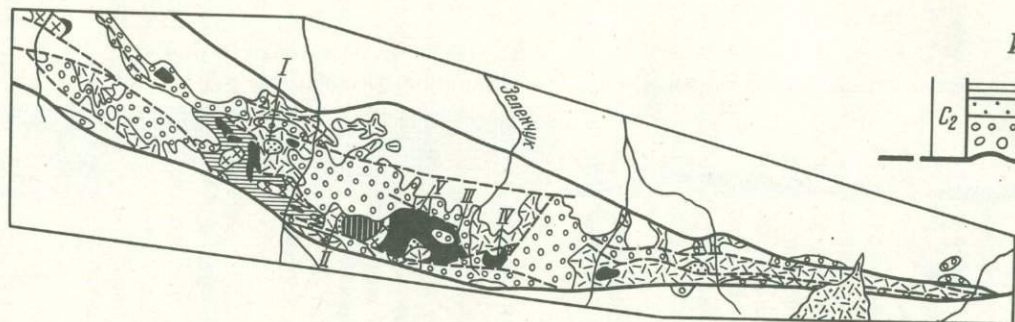
Р и с. 32 Тектоническая схема по тектонической карте зоны Передового хребта и Андриюско-Тоханской зоны (см. рис. 11)

1—7 — формационные комплексы: 1 — верхней тектонической единицы, 2 — автохтона, 3 — Андриюско-Тоханской зоны, 4 — нижней тектонической единицы, 5 — верхней пластины офиолитов, 6 — нижней пластины офиолитов, 7 — неавтохтона; 8 — серпентинизированные гипербазиты; 9 — плагиограниты; 10 — сиенит-диориты; 11 — кристаллические сланцы зоны Главного хребта; 12 — граниты зоны Главного хребта и Бечасынской зоны

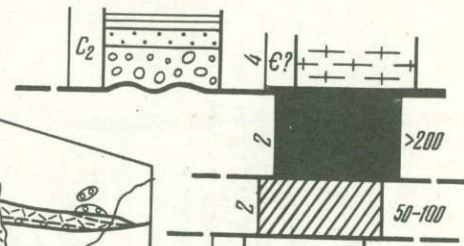


Р и с. 33 Схематический геологический профиль к тектонической схеме (рис. 32)

Условные обозначения те же, что на рис. 32.



У р. Кяфар-Агур

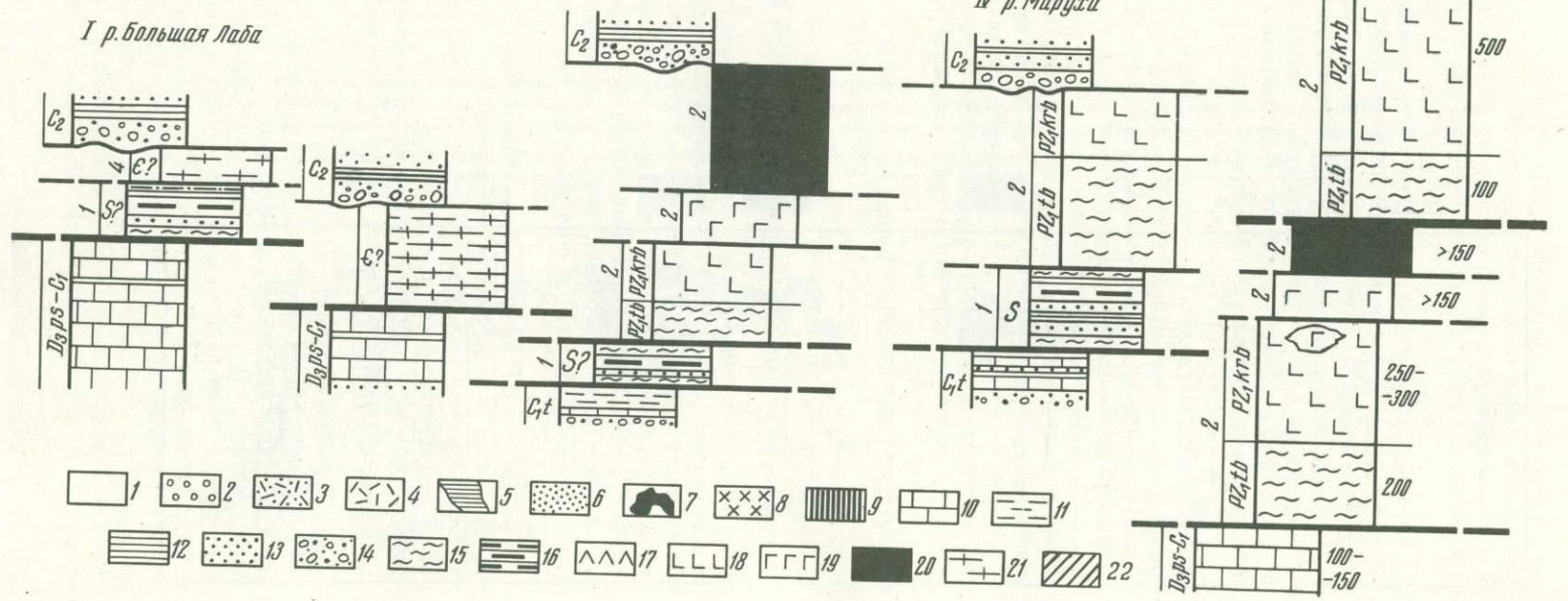


II р. Ацгара

III р. Малый Кяфар

IV р. Маруза

I р. Большая Лаба



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22

Породы автохтона и аллохтона в предверхневизейское время были совместно смяты в пологие брахиформные синклинали (синформы) и антиклинали (антиформы) и разбиты на блоки целым рядом крутых разломов-сдвигов общекавказского запад-северо-западного простирания и взбросов и сбросов северо-западного и юго-восточного простирания и в дальнейшем были осложнены предъюрскими и современными разломами.

В связи с этим современная структура читается как складчато-глыбовая.

Структура Передового хребта резко меняется по простиранию. На западе зоны породы нижних двух комплексов смяты в пологие, слабо нарушенные разломами складки, в ядрах винклиналей сохранились от размыва породы средней и верхней тектонических единиц (рис. 32, 33). В антиклинорно построенной Блыбской зоне выступают породы параавтохтона. Комплексы верхних двух мегапластин развиты главным образом в западной части рассматриваемой зоны (между реками Малая Лаба и Даут) (см. рис. 33).

В средней мегапластине устанавливается следующая последовательность покровов (снизу вверх): кремнисто-терригенный покров — покров офиолитов. Породы нижнего покрова распространены фрагментарно, что связано, по-видимому, с положением в подошве мощных верхних покровов; большая часть его пород, вероятно, раздавлена и уничтожена. Выходы кремнисто-терригенного покрова прослеживаются от хребта Дженту до долины р. Теберда (см. рис. 11). Распределение выходов покрова офиолитов достаточно закономерно (рис. 34). В районе водораздела рек Кяфар-Агур—Кяфар перед фронтом покрова кристаллических сланцев он имеет наибольшую мощность и наиболее полно представлен, в его составе устанавливаются две пластины. В восточном направлении, в долине р. Кяфар-Агур, наблюдается только нижняя пластина покрова офиолитов, еще восточнее, в долине р. Маруха, — только нижние чешуи нижней пластины того же покрова и в долине р. Теберда, где находятся самые восточные выходы пород покрова, наблюдается только самая нижняя его чешуя (зеленые сланцы тебердинской свиты).

Верхняя мегапластина занимает западную часть зоны Передового хребта, ее выходы протягиваются от р. Киши до р. Кяфар. На хребте Дженту породы верхней тектонической единицы надвинуты на отложения кремнисто-терригенного покрова или прямо на известняки нижней мегапластины, причем по контактам обнаруживаются тектонические линзы серпентинитов и амфиболитов, вероятно сохранившиеся куски покрова офиолитов. На р. Ацгара ее породы надвинуты на известняки нижней мегапластины и на контактах также наблюдаются серпентиниты (см. рис. 32). В районе оз. Кяфар кристаллические сланцы надвинуты на покров офиолитов, причем перед фронтом или «лбом» верхней мегапластины наблюдается самая большая мощность покрова офиолитов и наиболее представительный его разрез. В покрове офиолитов — обычно достаточно стабильное распределение чешуй в разрезе и срывы в них по одним и тем же поверхностям, но в цирке оз. Кяфар, перед «лбом» мегапластины кристаллических сланцев мы видим большое количество тонких чешуй, в которых обнаруживаются отдельные, случайные куски офиолитового разреза. Из всего сказанного можно заключить, что породы покрова офиолитов содраны и вытеснены образованиями мегапластины кристаллических сланцев при его надвигании и сгружены перед его фронтом. Вполне вероятно, что этот процесс привел и к сдвиганию разреза покрова офиолитов.

Как мы показали, современное положение покрова в зоне Передового хребта доста-

Р и с. 34 Схематическая геологическая карта и стратиграфические колонки Передового хребта Северного Кавказа. Составлено с использованием материалов Г. И. Баранова

Условные обозначения для карты: 1 — отложения мезозоя; 2 — неоавтохтонный комплекс; 3 — неоген-четвертичные отложения (лавы); 4 — среднепалеозойские отложения нижней мегапластины; 5 — кристаллические сланцы и амфиболиты Блыбского антиклинория автохтона; 6—9 аллохтонный комплекс: 6 — покров кремнисто-терригенных отложений силура (1), 7 — покров офиолитов (2), 8 — пластина плагиогранитов (3), 9 — пластина кристаллических сланцев (4)
Условные обозначения для стратиграфических колонок: 10 — известняки; 11 — алевриты; 12 — филлиты; 13 — песчаники; 14 — моласса среднего-верхнего карбона; 15 — зеленые пльчатые сланцы; 16 — кремни; 17 — андезит-дацитовые лавы; 18 — эффузивы основного состава и диабазы; 19 — габброиды; 20 — серпентинизированные гипербазиты; 21 — кристаллические сланцы; 22 — амфиболиты. Цифрами обозначены порядковые номера покровов

точно достоверно, но следует выяснить, было ли это распределение таким же в преднамюрское время, так как возможно, что часть покрова была размыва и мы видим чисто случайную картину. О положении покровов перед визейским веком говорит их соотношение с молассой верхнего визе — намюрского и башкирского ярусов. Как уже отмечалось выше, в составе базальных конгломератов, которые находятся в основании разреза неоавтохтона и перекрывают отложения как нижней, так и двух верхних, резко преобладает галька тех пород, которые непосредственно они перекрывают. В тех случаях, когда конгломераты ложатся прямо на образования нижней мегапластины, обломки пород двух верхних мегапластин практически отсутствуют. Этот факт, на наш взгляд, свидетельствует о том, что распределение покровов по зоне Передового хребта перед визейским веком было таким же, какое мы наблюдаем в настоящее время. Таким образом, мы видим, что нижние покровы в зоне Передового хребта продвинулись на большее расстояние, чем верхние, и что движение покровов, вероятно, происходило в направлении с юго-запада на северо-восток и частью вдоль зоны Передового хребта. Это подтверждает вывод, сделанный И. И. Грековым, С. М. Кропачевым и другими исследователями [Греков и др., 1974] на основе анализа приразломных складок о том, что покровы были надвинуты в зону Передового хребта с юга. Время надвигания покровов приходится, судя по соотношениям с молассой, на часть визейского века.

Западнее р. Теберда ширина зоны Передового хребта постепенно сокращается и соответственно усложняется ее структура за счет появления большого количества крутых разломов общекавказского простираения, причем большая часть этих разломов представлена сдвигами. По предположениям Г. Д. Ажгирея и Г. И. Баранова, Тырныауз-Пшекишский разлом, ограничивающий зону Передового хребта с юга, представляет собой левый сдвиг. В восточной части зоны Передового хребта контакты между всеми комплексами пород, как правило, крутые, в тектонических клиньях обнажаются породы Картджуртской и Кенделлярской подзон (см. рис. 11, 32). Восточнее долины р. Малка структура еще больше усложняется, преобладают вертикальные залегания пород, причем вертикально залегают даже юрские отложения. Несколько восточнее долины р. Баксан зона Передового хребта тектонически выклинивается.

Анализ строения зоны Передового хребта показывает, что формационные комплексы этой зоны, кроме комплексов автохтона, находятся в аллохтонном залегании на таковых Андрюкско-Тоханской зоны. Внутри аллохтонного комплекса Передового хребта совмещены три мегапластины, которые также, по-видимому, образовались в разных структурно-формационных зонах и также тектонически перемещены в горизонтальном направлении.

Внутренняя структура зоны Передового хребта представляется, таким образом, достаточно ясной, но остается целый ряд вопросов, связанных с первичным палеотектоническим положением формационных комплексов, развитых в рассматриваемой зоне, и с историей их становления. Из-за сильной нарушенности разреза и недостатка стратиграфических данных о возрасте высокометаморфизованных образований решение этих вопросов носит в значительной мере гипотетический характер. Подойти к их решению можно только путем палинспастической реконструкции и формационного анализа герцинского пакета покровов Северного склона Большого Кавказа.

ИСТОРИЯ СТАНОВЛЕНИЯ ПОКРОВНОЙ СТРУКТУРЫ ЗОНЫ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА И ПЕРВИЧНОЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОФИОЛИТОВ

В этой главе на основании всего изложенного в предыдущих главах сделана попытка восстановить раннепалеозойское расположение структурно-формационных зон Большого Кавказа и представить дальнейшую историю их развития.

Приведенные выше данные говорят о том, что на территории современного Большого Кавказа в палеозойское время существовал бассейн или несколько бассейнов с корой океанического типа.

Мысль о существовании такого бассейна не является новой. Такие представления высказывались ранее В. Е. Хаиным [Khain, 1974; Хаин, 1975], А. А. Беловым и В. Л. Омельченко [1977], Г. И. Барановым и И. И. Грековым [1978, 1980], А. А. Ковалевым и Ю. В. Карякиным [1977], Ш. А. Адамия, И. Д. Шавишвили и их соавторами [1979], А. А. Беловым [1981; и др.], Е. В. Хаиным [1979].

Были также опубликованы модели, иллюстрирующие возможную историю развития Большого Кавказа в палеозое. Общим для всех этих схем является предположение, что на рассматриваемой территории в палеозойское время существовал бассейн, который являлся частью обширного палеозойского океана — Палеотетиса. Предполагается также, что северный край этого бассейна был активным и представлял собой активную континентальную окраину западно-тихоокеанского типа с системами островная дуга — краевое море. Мы также присоединяемся к этим выводам [Хаин, 1979]. Однако упомянутые модели существенно отличаются в деталях, предполагаются различные ряды структур и одни и те же структурно-формационные зоны трактуются совершенно по-разному. Так, зона Передового хребта для палеозойского времени интерпретируется и как островная дуга, и как рифтовая зона, т. е. и как структура сжатия, и как структура растяжения. К югу от зоны Главного хребта рисуется и океан, и окраинный бассейн. Такое расхождение во взглядах между геологами, стоящими в основном на одной позиции, объясняется, по-видимому, в первую очередь недостатком данных по геологии рассматриваемой территории, причем наименее изученной зоной является, несомненно, зона Главного хребта. Кроме того, в предложенных схемах, на наш взгляд, недостаточно полно используются данные по наиболее изученной зоне — зоне Передового хребта, которая является ключом к пониманию палеозойской истории развития Большого Кавказа, поскольку в нее перемещены и сгружены более южные палеотектонические зоны.

Ответ на многие вопросы может дать палинспастическая реконструкция покровного пакета Северного склона Большого Кавказа. Ниже мы попытаемся восстановить первичное положение структурно-формационных зон и показать возможную последовательность событий, приведших к образованию современной структуры.

ПАЛИНСПАСТИЧЕСКИЕ ПОСТРОЕНИЯ

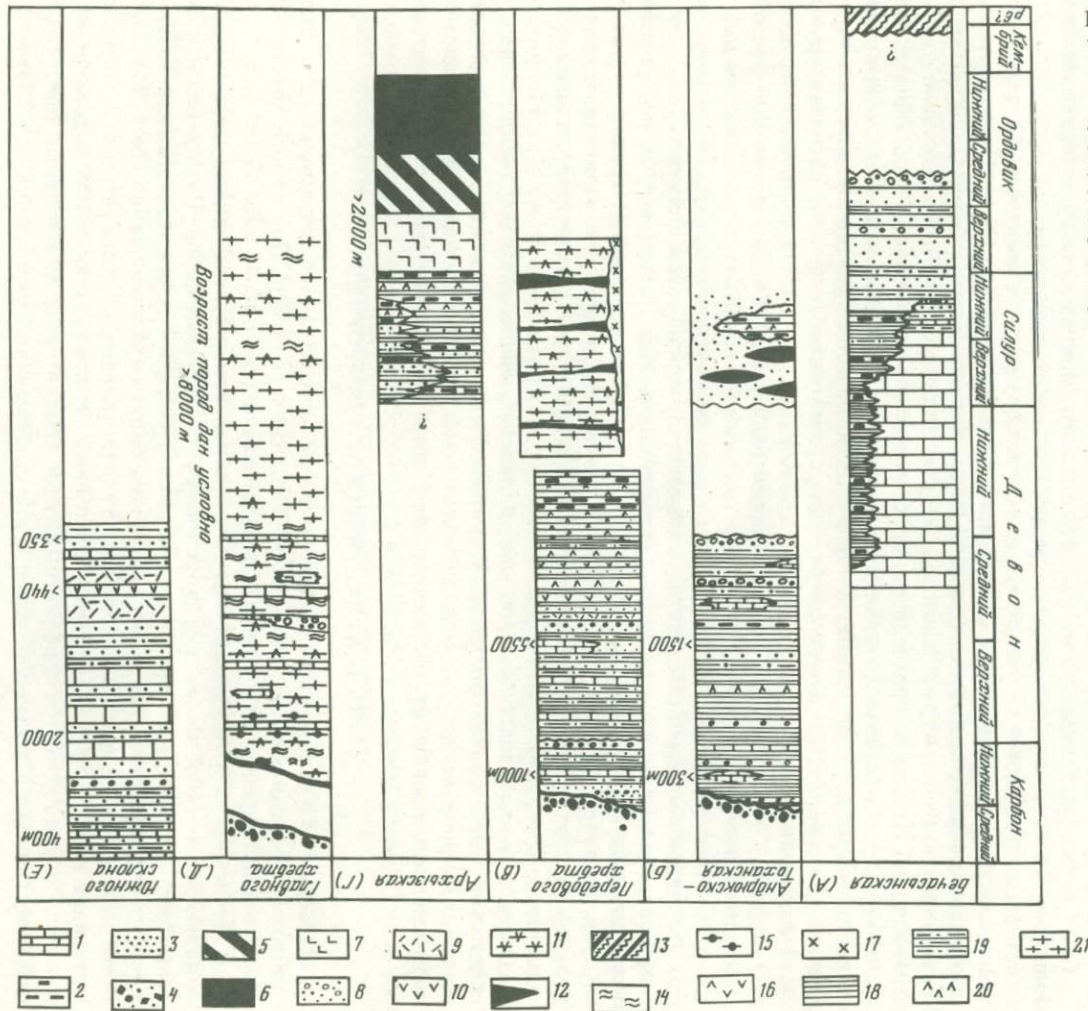
На Большом Кавказе с севера на юг выделяются следующие структурно-формационные зоны: Бечасынская (А), Андрюкско-Тоханская (Б), зона Передового хребта (В), зона Главного хребта (Д) и зона Южного склона (см. рис. 1; рис. 35).

В Бечасынской и Андрюкско-Тоханской зонах присутствует единый формационный комплекс, состоящий из близких по условиям образования пород. Разрез Бечасынской зоны (рис. 35, А) представлен ордовикско-силурийскими и нижнедевонскими толщами миогеосинклинального типа, залегающими на байкальском основании Скифской плиты. В его нижней части располагается терригенная урлешская свита, состав терригенного материала которой преимущественно аркозовый. Эта аркозовая толща ордовика (?) — нижнего силура сменяется карбонатными отложениями лахранской свиты, представленной известняками и в меньшей степени известково-глинистыми сланцами и кварц-поле-

Р и с. 35 Схема сопоставления разрезов структурно-формационных зон Большого Кавказа

А—Е — структурно-формационные зоны.

1 — известняки; 2 — кремни; 3 — песчаники; 4 — молассы; 5 — габброиды; 6 — серпентинизированные гипербазиты; 7 — базальты; 8 — конгломераты и гравелиты; 9 — туфы; 10 — базальтовые порфириты; 11 — амфиболиты; 12 — офиолито-кlastовая олигострома; 13 — метаморфический фундамент Скифской плиты; 14 — парагнейсы; 15 — плагиогнейсы-порфиритоиды; 16 — базальтовые и андезит-базальтовые порфириты; 17 — плагнограниты; 18 — филлиты; 19 — алевролиты; 20 — андезитовые порфириты; 21 — слюдяные кристаллические сланцы



вошпатовыми песчаниками. Эта карбонатная толща фашиально замещается по всей видимости, в южном направлении одновозрастной силур-среднедевонской толщей. Карбонатная и сланцевая толщи с раннесилурийского до эйфельского времени отлагались в спокойной обстановке рядом друг с другом. Мы полагаем, что они формировались в пределах шельфа и континентального склона Скифской плиты.

С юга Бесчасынская зона граничит с Андрюкско-Тоханской зоной, разрез которой существенно иной (рис. 35, Б). Характер этой границы неясен, так как она проходит под покровом мезозойских отложений.

Формирование частью разновозрастных формационных комплексов Андрюкско-Тоханской зоны (см. рис. 35, Б) произошло в более глубоководной обстановке и сопровождалось излиянием базальтов. Силурийским карбонатным и сланцевым отложениям Бечасынской зоны в Андрюкско-Тоханской зоне соответствуют кремнисто-вулканогенные отложения и офиолитокластовая олистострома полянской свиты. На ранний девон в Андрюкско-Тоханской зоне приходится перерыв, в то время как в Бечасынской зоне продолжается карбонатное и сланцевое осадконакопление. Не ясно, на какой коре происходило формирование силурийских и девонских отложений Андрюкско-Тоханской зоны. Возможно, что они отлагались в бассейне с корой континентального типа, но не менее вероятно, что они могли накапливаться и на коре океанического типа. В составе обломочного материала силурийских и девонских отложений рассматриваемой зоны преобладают продукты размыва пород офиолитового комплекса и черные кремни нижнего силура, поэтому мы полагаем, что формационные комплексы зоны накапливались непосредственно на породах океанической коры и возможно прямо на породах ее меланократового основания.

В отличие от разрезов двух рассмотренных зон в разрезе зоны Передового хребта тектонически совмещены три резко отличных формационных комплекса, каждому из которых, вероятно, соответствовала отдельная структурно-формационная зона.

Образования нижней мегапластины, или собственно зоны Передового хребта (рис. 35, В), сложены вулканогенными контрастными и последовательно дифференцированными базальто-андезит-липаритовыми сериями ниже-среднедевонского возраста, которые сменяются туфогенно-терригенными и терригенно-грубообломочными граувакковыми сериями верхнего девона, которые перекрываются, в свою очередь, терригенно-карбонатными фамен-турнейскими толщами. По типу и химизму вулканизма, составу осадочных образований, типу оруденения, характеру разреза и другим признакам комплексы нижней мегапластины отвечают, по-видимому, вулканическому поднятию или дуге и хорошо сопоставляются по этим признакам с современными вулканическими дугами, такими, как Алеутская или Малая Антильская [Фролова, Бурикова, 1977; Казакова и др. 1978, Шмидт, 1978]. По фашиальному составу отложений хорошо восстанавливаются осевая часть и склоны этой дуги (см. рис. 19).

В литературе высказываются различные взгляды на происхождение отложений нижней тектонической единицы Передового хребта. Одна группа авторов [Белов, Омельченко, 1976; Баранов, Греков, 1978, 1980а; Белов, Сомин, 1979; Ковалев, Карякин, 1977], которых я целиком поддерживаю, рассматривает эти отложения как образования древней островной дуги.

Другая группа авторов (Ш. А. Адамия, И. Д. Шавишвили и др. 1977—1980 гг.) предполагает, что эта зона представляла в палеозое интрадуговой рифт. Для обоснования этого заключения берутся в основном петрохимические данные, а именно бимодальный характер вулканизма Урупской серии Передового хребта.

Для решения этих разногласий следует, на наш взгляд, обратить внимание на следующие обстоятельства.

1. Породы нижнего-среднего девона претерпели сильное зеленокаменное изменение, альбитизированы и в связи с этим сильно обогащены щелочами (в основном натрием). Поэтому петрохимические данные не могут дать однозначного ответа.

2. Анализы, которые опубликованы к настоящему времени в литературе, взяты в случайных местах разреза и относятся главным образом к Урупскому и Лабинскому районам, где вулканическая серия имеет более выраженный контрастный состав.

Однако в других районах зоны Передового хребта устанавливаются последовательно дифференцированные серии пород (Омельченко, 1978 г., Скрипченко, 1973 г.). До настоящего времени остается неясной роль андезитов в разрезах нижнего и среднего девона, так как эти породы из-за сильного зеленосланцевого изменения петрографически не диагностируются, а количество имеющихся к настоящему времени химических анализов явно недостаточно. Андезиты пока установлены, причем в значительном количестве, в наименее метаморфизованных разрезах кызылкольской свиты, а также в отдельных разрезах даутской свиты.

3. Контрастный характер вулканизма, установленный в отдельных разрезах, не противоречит заключению об «островодужном» происхождении рассматриваемой серии, так как контрастные серии наблюдаются в основании современных, примитивных островных дуг. Такие серии известны на Командорских островах Алеутской дуги, о-ве Дезирад Малой Антильской дуги и в других местах [Фролова, Бурикова, 1977; Шмидт, 1978, Казакова и др., 1978].

4. В основании древних вулканических серий Южного Урала, которые большинством авторов рассматриваются как «островодужные» [Косарев, 1977; Фролова, Бурикова, 1977; и др.], также наблюдаются контрастные серии, которые по простиранию и вверх по разрезу сменяются последовательно дифференцированными (баймак-бурибаевская свита Магнитогорского синклинория Южного Урала).

Интересно, что именно к контрастной части разреза баймак-бурибаевской свиты, так же как и к урупской серии Передового хребта и к Командорской серии Алеутской гряды, приурочены колчеданные месторождения одного генетического типа.

5. Прямое сопоставление вулканических островных дуг с их древними аналогами, как это было показано А. Миасиро [Miyashiro, 1975], не совсем правомочно, так как в древних островных дугах мы видим только нижние, сохранившиеся от размыва части вулканической постройки. В современных дугах, наоборот, хорошо исследованы лишь верхние части вулканических построек, в то время как их нижние, наиболее мощные части скрыты под водой, т. е. разрезы нижних частей древних островных дуг, по-видимому, более представительны, чем разрезы современных.

6. Формационный состав верхнедевонских осадочных отложений показывает, что они формировались в пределах поднятий и на его склонах.

7. Если мы будем рассматривать образования нижней тектонической единицы как отложения интрадугового рифта, то мы не найдем «дугового обрамления» для этого рифта.

В связи с изложенным выше взгляд на рассматриваемые образования, как на имеющие рифтогенную природу, нам кажется ошибочным.

Как уже отмечалось, образования мегапластины офиолитов хорошо сопоставляются с офиолитовыми комплексами других складчатых областей и с корой океанического типа, причем по ряду признаков (состав осадочных и вулканогенных образований, характер строения дайкового комплекса) устанавливается, что офиолитовый комплекс Передового хребта формировался, очевидно, в обстановке бассейна типа окраинного моря. Встает вопрос о месте этого бассейна в ряду палеозойских структур Большого Кавказа.

Тот факт, что мегапластина офиолитов запечатывается покровом кристаллических сланцев, свидетельствует, на наш взгляд, о том, что этот бассейн должен был находиться между областью, в которой происходило формирование пород, слагающих нижнюю мегаплатину зоны Передового хребта, и областью, откуда были шарьированы кристаллические сланцы. Кристаллические сланцы ближе всего соответствуют по метаморфизму и составу формационным комплексам зоны Главного хребта, которая в современной структуре граничит с описываемой зоной с юга. Автор совместно с М. Л. Соминым и Ю. А. Видяпиным [Сомин и др., 1980] провел сопоставление сланцев Ацгаринского покрова со сланцами Главного хребта. Это сравнение показало, что прямых аналогов ацгаринским сланцам в зоне Главного хребта не находится, хотя отдельные элементы разрезов этих двух зон определенно сходны. При сопоставлении мы должны учитывать то обстоятельство, что большая часть пород зоны Главного хребта переработана верхне-

палеозойскими гранитами, а другая — тектонически срезана или перекрыта мезозойскими осадками. Не исключено также, что корневая зона Ацгаринского покрова может быть необнаженной в современной структуре. Мне представляется, что по формационному составу отложения Ацгаринского покрова могут являться, например, фациальным аналогом нижней, макерской серии Главного хребта.

Если эти предположения верны, то они должны привести нас к выводу о том, что корневая зона покрова офиолитов могла находиться между современными зонами Передового и Главного хребтов и что, следовательно, ей должна соответствовать своя палеотектоническая структурно-формационная зона. Мы уже предлагали эту зону назвать Архызской [Хаин, 1979, 1981]. К аналогичному выводу пришли Г. И. Баранов и И. И. Греков [1980, 1982].

Мы можем предположить, что меланократовое основание Архызской зоны или бассейна слагалось ультраосновными породами и габброидами, которые перекрывались вулканитами основного состава (нижние чешуи нижней и верхней пластин офиолитов). Осадочный чехол этого бассейна был представлен кремнисто-терригенными, туфогенно-фтанит-сланцевыми фтанит-сланцево-терригенными (кремнисто-терригенный покров и основание покрова офиолитов) (рис. 35, Г). Эти осадочные образования вместе с силурийскими отложениями Андрюско-Тоханской и Бечасынской зон выстилали дно и склоны единого силурийского краевого бассейна.

Выделяя Архызскую палеотектоническую зону, мы сразу вступаем в противоречие с целым рядом исследователей, которые считают, что зоны Передового и Главного хребтов развивались в палеозойское время как единая палеогеографическая область, обычно именуемая Большекавказской островной дугой [Сомин, 1980; Адамия и др., 1977, 1979, 1980; Белов, 1976; Ковалев, Карякин, 1977; и др.] Эта точка зрения основана на сопоставлении разрезов лабинской серии Главного хребта с верхнедевонскими и нижнекаменноугольными образованиями зоны Передового хребта. При этом принимается, что конгломераты с галькой плагногранитов пцицерской свиты Передового хребта накапливались в едином бассейне с метаконгломератами с галькой плагнонейсов мамхурцевской свиты лабинской серии Главного хребта. Такая точка зрения, естественно, не позволяет этим исследователям выделить структуру с корой океанического типа между современными зонами Передового и Главного хребтов и заставляет их транспортировать офиолитовые покровы с юга, т. е. перекидывать их через зону Главного хребта. Высказывается также вариант о возможности надвигания пород офиолитового комплекса с севера [Ковалев, Карякин, 1977; Потапенко, 1980].

В пользу этих взглядов говорит также и кажущееся отсутствие средне-верхнедевонских отложений в разрезе предполагаемой Архызской зоны. Действительно, если возникновение этого бассейна связано с силурийским временем, а закрытие — с ранним карбоном, то в нем должны присутствовать девонские отложения.

Однако имеется и целый ряд факторов, противоречащих таким палинспастическим построениям, главными из этих факторов являются следующие.

1. Формационные комплексы нижней тектонической единицы Передового хребта метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма, в то время как породы макерской и лабино-буульгенской серий Главного хребта — в амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Более того, в южной части Эльбрусской подзоны Главного хребта, в поле развития пород макерской серии, Д. М. Шенгелия [1968] установлены гранулиты, а в разрезах буульгенской серии присутствуют эклогиты и эклогитоподобные породы. Трудно объяснить столь резкую смену степени метаморфизма по линии Пшекиш-Тырныаузского разлома, не говоря о тектоническом совмещении комплексов, образовавшихся в разных условиях.

2. При снятии метаморфизма определенное сходство между конгломератами мамхурцевской и семиродниковской свит действительно будет наблюдаться. Однако разрез отложений, подстилающих и перекрывающих эти конгломераты в зонах Главного и Передового хребтов, существенно отличается. Так, аналоги подстилающей метаконгломераты макерской серии Главного хребта, которая сложена преимущественно метаосадочными образованиями (в том числе и аркозового состава), в разрезах Передового

хребта отсутствуют. В то же время в пределах Главного хребта не обнаруживается мощная толща туфогенно-осадочных пород, которые перекрывают конгломераты в зоне Передового хребта. В разрезах зоны Передового хребта терригенные породы с большим количеством обломочного кварца появляются только в среднем-верхнем карбоне, в то время как такие образования пользуются широким развитием в досреднекарбонных макерской и лабинской сериях Главного хребта.

3. При переходе из одной зоны в другую видна резкая смена характера магматизма. В позднем палеозое зону Главного хребта охватывает мощный гранитоидный магматизм, который практически отсутствует в зоне Передового хребта, где идет накопление континентальных моласс. Верхнепалеозойский магматизм зоны Главного хребта характерен для зон, формировавшихся на континентальной коре, что может служить косвенным доказательством того, что в зоне Главного хребта присутствует сиалическое основание, а в зоне Передового хребта его нет. Такая точка зрения подтверждается также характером состава обломочных образований двух рассматриваемых зон.

4. Непонятно также, как могли быть переброшены офиолиты через зону Главного хребта, не оставив в ней никаких следов, например, в виде останков покровов. Судя по обломкам офиолитов в силурийском олистостроме Андрюкско-Тоханской зоны, выступы коры океанического типа находились уже в силуре в непосредственной близости от зоны Передового хребта, и фрагменты этой коры не следует поэтому «перебрасывать» из какой-то очень удаленной области.

Все перечисленные данные свидетельствуют о том, что зоны Передового и Главного хребтов тектонически совмещены, причем линия этого совмещения совпадает большей частью с зоной Пшекиш-Тырнузского разлома, которая является, по-видимому, древней структурой.

Отсутствие девонских отложений в аллохтонном комплексе Передового хребта не является твердо установленным фактом, так как в тебердинской свите мощностью более 1000 м имеется только одна находка силурийской фауны и девонские отложения могут быть просто еще не датированы фаунистически. Не исключено также, что такое отсутствие может быть вызвано чисто тектоническими причинами, так как наиболее молодые части разреза аллохтона сохранились только фрагментарно, а большая часть их уничтожена или раздавлена верхними мощными покровами при их надвигании.

Исходя из сказанного, мы приходим к выводу о правомерности выделения Архызской палеотектонической зоны, которая в доверхнепалеозойское время располагалась между зонами Передового и Главного хребтов.

Следующей к югу структурно-формационной зоной является зона Главного хребта, которая, несмотря на огромные размеры и большую мощность слагающих ее отложений, является наименее изученной. Мы можем говорить об истории развития этой зоны только со значительной долей условности, так как мы не знаем главного — точного возраста слагающих ее пород. Неопределимые остатки криноидей, найденные практически во всех свитах лабинской серии [Потапенко, Стукалина, 1971], (Чегодаев, 1979 г.), позволяют говорить об ее среднепалеозойском возрасте. Породы буульгенской серии, с которой в настоящее время она сопоставляется, также, по-видимому, относятся к среднему палеозою. Открытым остается вопрос о возрасте макерской серии. Судя по тому, что ее отложения подстилают образования лабинской серии без видимого структурного и метаморфического несогласия [Сомин, 1971], они являются наиболее древними. В составе серии участвуют породы метаморфизованные в гранулитовой фации регионального метаморфизма, пока достоверно неизвестные в палеозойских отложениях. Существенно сиалический состав терригенных образований рассматриваемой серии показывает, что она не могла формироваться за счет размыва пород океанической коры. Мы поэтому полагаем, что образования макерской серии формировались за счет размыва докембрийского сиалического основания, отторгнутого от Восточно-Европейской платформы. Это сиалическое основание в палеозойское время было переработано метаморфическими процессами, и породы, метаморфизованные в гранулитовой фации, испытали диафторез амфиболитовой фации [Шенгелия, 1968].

Перекрывающая макерскую лабинская серия, а также сопоставляемая с ней бууль-

генская серия преимущественно представлены вулканогенными, вулканогенно-осадочными и терригенными отложениями (рис. 36, Д), метаморфизованными в амфиболитовой фации. Как показали исследования Г. Д. Думбадзе [1975], вулканический комплекс буульгенской серии представляет собой недифференцированную серию базальтов толеитового ряда, а комплекс лабинской серии — последовательно дифференцированную известково-щелочную серию вулканитов, хорошо сопоставимую по петрохимическим характеристикам с вулканическими сериями островных дуг. Вслед за Г. Д. Думбадзе мы полагаем, что не следует полностью параллелизовать возраст пород лабинской и буульгенской серий и что, судя по составу вулканитов, вулканиты буульгенской серии могут быть несколько древнее. На основании петрохимических данных и формационного состава отложений зоны Главного хребта можно предполагать, что в среднепалеозойское время зона Главного хребта развивалась как вулканическая дуга, возникшая в отличие от вулканической дуги зоны Передового хребта на коре континентального типа, отторгнутой от Восточно-Европейской платформы. Отложения макерской серии могут представлять собой в таком случае осадки, накопившиеся на склонах этого поднятия или микроконтинента. Кристаллические сланцы верхней мегапластины Передового хребта также могли формироваться в этой обстановке, так как их состав показывает, что они содержат продукты размыва как вулканических пород, так и пород существенно аркозового состава.

Итак, изложенный выше материал позволяет предполагать следующий ряд палеоструктур, существовавших на территории Большого Кавказа в палеозойское время (с севера на юг): шельф и континентальный склон — краевой бассейн — вулканическая дуга — междуговой бассейн — вулканическая дуга на микроконтиненте. Естественно, что такой палеогеографический ряд структур на основании его сравнения с современными активными окраинами должен предполагать и наличие крупного океанического бассейна к югу от зоны Главного хребта. Однако прямых признаков его существования в настоящее время мы не находим (например, нахождение офиолитового комплекса, перекрытого глубоководными осадками). Как показало изучение офиолитовых комплексов других складчатых областей мира, в их составе обычно участвуют фрагменты океанической коры малых океанических бассейнов, например на Ньюфаундленде и в Новой Гвинее [Davies, 1971]. Причем в последнем случае офиолиты надвигались из малого бассейна на активную окраину, когда рядом существовал обширный океанический бассейн (Тихий океан). Этот пример показывает, что отсутствие офиолитов «океанского» типа в складчатой области связано, по-видимому, с механизмом их выведения или обдукции. Некоторые косвенные признаки существования такого океанического бассейна имеются и на Большом Кавказе.

С зоной Главного хребта по системе разломов граничит с юга структурно-формационная зона Южного склона (рис. 35, Е). Палеозойские отложения этой зоны представлены десской серией, состав которой был изучен М. Л. Соминым (1967 г.) [1971], А. А. Беловым [1967, 1976], Ш. А. Адамия (1968 г.) и другими исследователями. В результате этих исследований был доказан непрерывный разрез десской серии, которая имеет возраст от девона до триаса. Этот разрез представлен флишоидной толщей переслаивания песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с прослойками конгломератов и известняков. По мнению А. А. Белова (1979 г.) и других авторов, образования десской серии напоминают турбидитные отложения континентального склона. Как показали исследования М. Л. Сомина [1967], снос обломочного материала шел с юга.

Десская серия накапливалась на склоне Дзирульского (Закавказского) массива. Вопрос о его первичном тектоническом положении широко дискутируется в литературе. В последнее время появились данные [Гамкрелидзе, Думбадзе и др., 1980] о том, что внутри него присутствуют нижнекембрийские, девонские и нижнекаменноугольные образования, обнажающиеся в узких тектонических клиньях, причем в этих клиньях встречены породы, сопоставимые с породами офиолитового комплекса и с «островодужными» образованиями. Первичное тектоническое положение всех этих комплексов остается неясным.

Рассматривая отложения десской серии как образования континентального склона, мы, таким образом, допускаем, что существовал бассейн, который обрамлял этот склон.

М. Л. Сомин [1980] приводит данные, показывающие, что зоны Главного хребта и Южного склона тектонически совмещены, на что, по его мнению, указывают: разница в степени метаморфизма отложений этих зон, косое притыкание их друг к другу, существование надвигов в кристаллическом ядре Большого Кавказа, разный состав обломочного материала.

Исходя из приведенных выше данных, можно предполагать, что между зонами Южного склона и Главного хребта существовал бассейн, который разделял эти зоны в палеозое. Вопрос о природе этого бассейна упирается в вопрос о происхождении Закавказского массива. Одни авторы [Белов, 1981; Архипов и др., 1980] полагают, что массив является частью Гондванской группы континентов, и считают, что основной океанический бассейн — Палеотетис — находился между зонами Главного хребта и Южного склона.

Другие авторы [Адамия и др., 1977, 1978, 1979, 1980] рассматривают этот массив как осколок Восточно-Европейского континента и предполагают, что между рассматриваемыми зонами находился бассейн типа современных окраинных морей, в то время как основной океанический бассейн находился южнее Закавказского массива.

Можно лишь отметить, что в среднем карбоне и ранней перми вдоль зоны Главного хребта существовал краевой вулcano-плутонический пояс, фрагментами которого, по мнению И. В. Архипова и его соавторов [1980], являются нижнепермские вулканические и молассовые комплексы и, как нам представляется, верхнепалеозойские гранитоиды зоны Главного хребта. Этот пояс упомянутыми авторами рассматривается как часть протяженного Центрально-Азиатского вулcano-плутонического пояса, выделенного А. А. Моссаковским (1975 г.) который, по его мнению, маркирует северный край океанического бассейна Палеотетиса в позднем палеозое.

Наличие протягивающегося на многие тысячи километров вулcano-плутонического пояса, маркирующего окраину андского типа, заставляет присоединиться к первой группе исследователей и считать, что океанический бассейн все же существовал и находился непосредственно южнее зоны Главного хребта.

Особую проблему составляет происхождение формационных комплексов автохтона Передового хребта. Амфиболиты и кристаллические сланцы современного Блыбского антиклинория, насыщенные телами серпентинитов и плагιοгранитов, могут представлять собой продукт тектонического скучивания и метаморфизма пород океанической коры, в основном ее осадочного слоя. По своему формационному составу они хорошо сопоставляются с метаморфическими комплексами, залегающими в основании современных островных дуг, образовавшихся на океанической коре [Марков, 1975]. Исходя из такого сопоставления, мы полагаем, что формационные комплексы автохтона и нижней тектонической единицы Передового хребта образовались в пределах одной зоны и что метаморфические комплексы автохтона служили метаморфическим фундаментом вулканической дуги Передового хребта.

Если все сказанное выше справедливо, то при развертывании пакета тектонических покровов Большого Кавказа, т. е. произведя палинспастическую реконструкцию, мы получаем следующий ряд палеогеографических зон (с севера на юг): шельф и континентальный склон — глубоководный бассейн с корой океанического типа — вулканическое поднятие на метаморфизованной и дислоцированной океанической коре — бассейн с корой океанического типа — вулканическое поднятие на континентальной коре — океанический бассейн — континентальный склон. Этот ряд структур напоминает строение зоны перехода от океана к континенту. Сравнивая эти ряды структур, мы можем предполагать существование в силурийское время следующего ряда палеогеографических зон: шельф и континентальный склон — окраинный бассейн — микроконтинент — океанический бассейн — континент (или микроконтинент). Этот ряд трансформировался в девонское время в более сложно построенный ряд, который включал в себя: шельф и континентальный склон — краевой бассейн — вулканическую островную дугу — унаследованный от краевой междуговой бассейн — вулканическую дугу на микроконтиненте — океанический бассейн — континент. Попытаемся представить развитие этого ряда структур во времени.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

Анализировать историю рассматриваемой области можно достоверно только с ордовикского времени. Где-то в начале этого времени произошел раскол сформированной к началу палеозоя коры континентального или субконтинентального типа. Можно предполагать, что растяжение и удаление континентальной коры связано с подъемом мантийного диапира. В процессе подъема мантийного вещества из него происходило выплавление базальтовой магмы, кристаллизация которой в верхней части диапира привела к формированию габбро. Эта кристаллизация, очевидно, проходила в обстановке ориентированных напряжений, что и обусловило метаморфическую полосчатость в габбро. С завершающим этапом формирования диапира связано внедрение даек и излияние базальтовых лав на дно возникшей впадины. Трудно сказать, генерировалась ли эта магма в том же очаге, что и магма, приведшая к формированию габбро.

Формационный состав силурийских отложений показывает, что в это время уже существовал бассейн с корой океанического типа. На шельфе и склоне Скифской плиты отлагались карбонатные отложения, которые на юг, т. е. в сторону более глубоководной части бассейна, замещались сланцевыми толщами. В его центральной части шло излияние базальтов и накопление кремнисто-вулканогенных и фтанит-сланцевых толщ, располагавшихся на меланократовом фундаменте. Этот бассейн был отшнурован от основного океана (Палеотетиса) микроконтинентом Главного хребта, интенсивный размыв которого привел к формированию на его склонах терригенных отложений макерской серии.

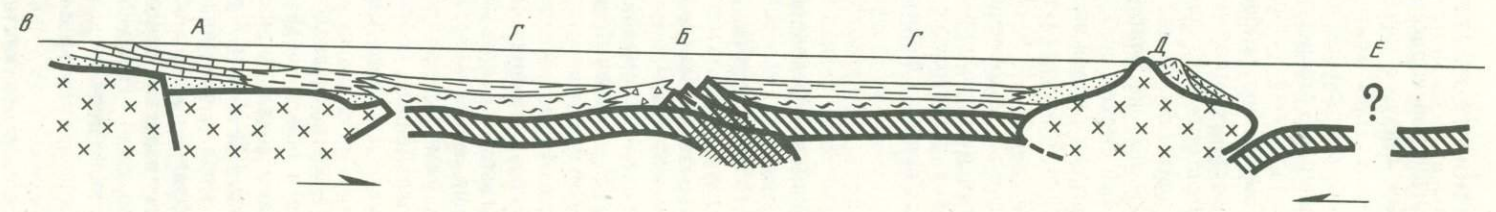
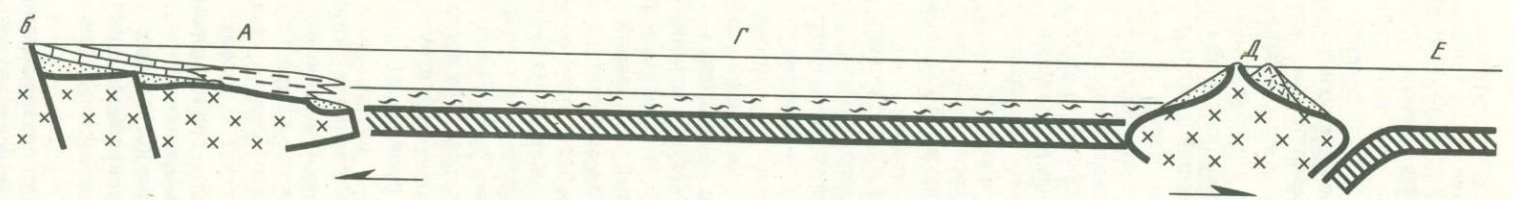
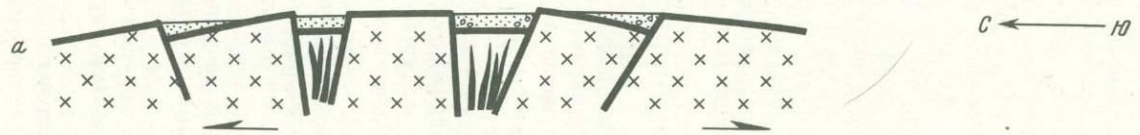
Максимальной ширины этот бассейн достиг к концу лландоверийского века (рис. 36). После этого происходит резкая смена геодинамического режима и океаническая стадия развития сменяется переходной. Состав лландоверийско-лудловского олистострома, сильная тектоническая переработка его олистолитов, формационный состав пород автохтона Передового хребта указывают, что в этот период могло произойти первое тектоническое сгущивание и метаморфизм в условиях амфиболитовой фации, которому подверглись породы меланократового фундамента и чехла бассейна. В результате этого сжатия в центральной части бассейна возникло поднятие, на склонах которого накапливается олистостромовая толща. Это поднятие разделило некогда единый прогиб на два бассейна — северный и южный. С начала девонского времени происходит постепенный рост поднятия, сопровождаемый интенсивным вулканизмом. В раннем девоне преобладают трещинные излияния базальтов толеитового состава, которые происходят в глубоководных условиях. С началом среднего девона связано образование вулканов центрального типа и циклический характер вулканической деятельности. Во время этих циклов излияния лав основного состава чередуются со средними и реже — с кислыми лавами и выбросами туфов того же состава. По прослоям осадочных пород устанавливаются кратковременные, но частые перерывы в вулканической деятельности. В конце раннего — начале среднего девона происходит значительный рост вулканического поднятия.

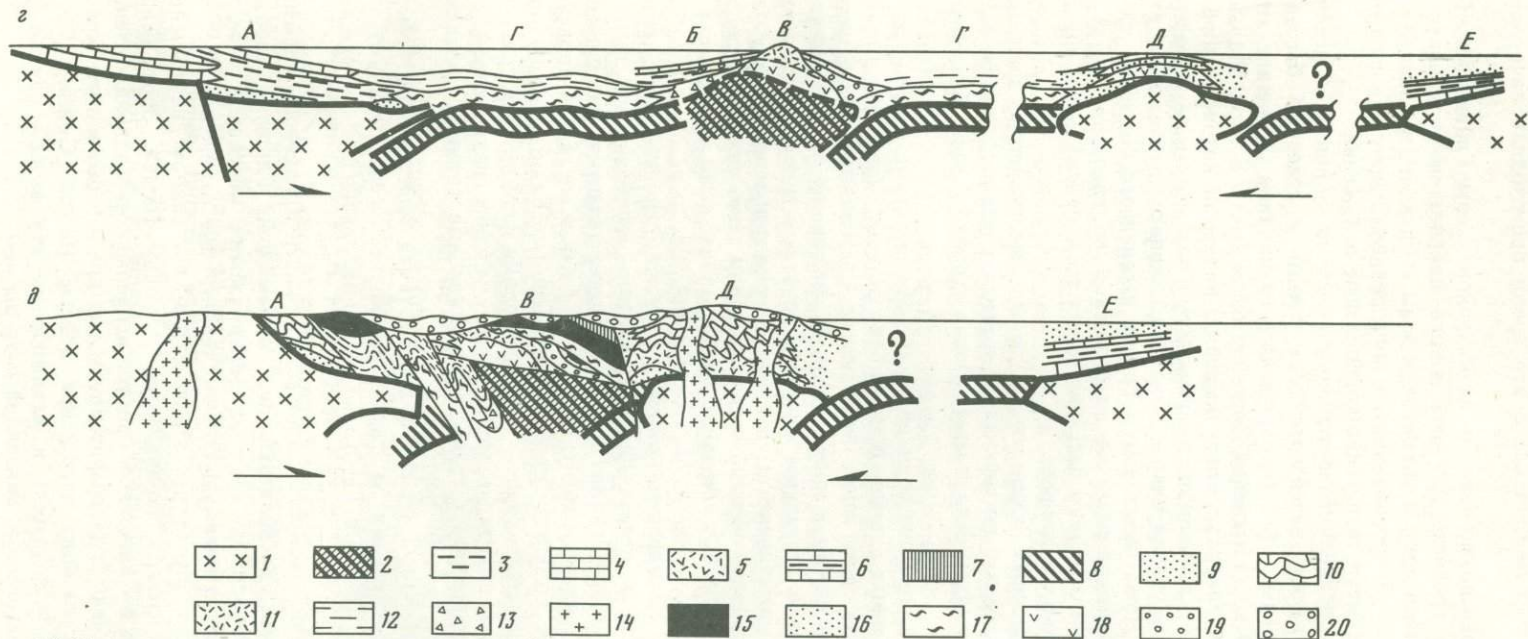
В середине — конце среднедевонского времени характер вулканической деятельности вновь меняется и она приобретает преимущественно эксплозивный характер. С этим временем связаны локальные излияния лав кислого состава, достигающих в отдельных местах мощности 400—600 м. К эйфельскому веку отдельные острова начинают выходить из-под уровня моря, о чем свидетельствует появление в разрезе рифовых известняков.

В начале франского века образуется гряда вулканических островов. На «плечах» этих островов в позднедевонское и раннекаменноугольное время накапливаются известняки, а на склонах — грубо- и среднеобломочные туфогенно-осадочные отложения. На северном склоне дуги происходит накопление олистостромовых отложений с олистолитами известняков, кремней и вулканитов, оползавших из приподнятых частей островной дуги.

На склоне северного континента с позднесилурийского до эйфельского времени продолжается карбонатное и сланцевое осадконакопление.

В северном бассейне со среднедевонского времени отлагаются сланцевые толщи, которые сменяются к середине позднего девона сначала пестроцветными, а затем карбонатно-терригенными отложениями.





Р и с. 36 Идеализированная схема истории развития Большого Кавказа в палеозое

a — начало палеозоя — рифтовая стадия; *b* — ордовик ранний силур — стадия максимального раскрытия бассейна; *в* — поздний силур — начало раннего девона — стадия первого тектонического суживания, формирования метаморфического фундамента островной дуги; *г* — перед началом визейского века — стадия формирования островных дуг; *д* — средний — поздний карбон, стадия второго тектонического суживания, складчатости и надвигания покровов

1 — докембрийская субконтинентальная кора; 2 — метаморфический фундамент островной дуги (балкарская и армовская свиты Блыбского антиклинория); 3 — глинистые сланцы лахранской свиты; 4 — известняки и терригенно-карбонатные отложения; 5 — метаморфизованные вулканиты лабино-буульгенской серии; 6 — терригенные и терригенно-карбонатные отложения шельфа и склона южного континента или микроконтинента (десская серия);

7 — метаморфические сланцы Главного хребта в аллохтонном залегании; 8 — океаническая кора (2 и 3 слой) и верхняя мантия; 9 — терригенные осадки склона микроконтинента (макерская серия); 10 — известняки лахранской свиты; 11 — туфогенно-сланцевые отложения; 12 — сланцевые отложения девона; 13 — олистостромовые силурийские отложения; 14 — граниты; 15 — фрагменты океанической коры в аллохтонном залегании; 16 — грубообломочные отложения урлешской свиты; 17 — кремнисто-терригенные отложения силура; 18 — базальтовые, андезит-базальтовые и дацитовые порфиристы; 19 — туфо-терригенные и грубообломочные отложения склона островной дуги; 20 — молассы среднего-верхнего карбона. Структурно-формационные зоны: А — Бечасынская, Б — Андрюкско-Тоханская, В — Передового хребта, Г — Архызская, Д — Главного хребта, Е — Южного склона

Можно полагать, что и в южном бассейне в это время происходило накопление кремнисто-сланцевых толщ.

Мы не знаем точной привязки во времени, но на микроконтиненте Главного хребта примерно в начале—середине среднего палеозоя также начинается вулканическая деятельность, что связано, по-видимому, с заложением зоны субдукции, падающей под микроконтинент с юга. На склонах микроконтинента в предсреднекаменноугольное время накапливаются также терригенные и терригенно-карбонатные отложения.

В течение девонского и раннекаменноугольного времени ширина бассейнов постепенно сокращается и в начале визейского века южный и северный бассейны закрываются — происходит главный этап тектонического сжатия. В начале этого процесса породы океанической коры в южном бассейне были смяты в изоклинальные складки, а затем произошло и закрытие этого бассейна, во время которого породы меланократового фундамента и чехла бассейна были выжаты и выплеснуты на островную дугу Передового хребта, а осадки склона микроконтинента Главного хребта надвинуты, в свою очередь, на офиолиты. Затем произошло закрытие и северного бассейна, когда островная дуга вместе с перекрывающими ее покровами была сдернута со своего основания и надвинута на осадки северного бассейна. В процессе перемещений породы испытали метаморфизм и складкообразование.

В результате всех перечисленных процессов, а также последующих движений по предверхнепалеозойским, юрским и четвертичным крутопадающим разломам была создана покровно-складчатая, а затем складчато-глыбовая структура зоны Передового хребта.

Таким образом, к началу намюрского времени из-за горизонтальных перемещений и сопровождающих их вертикальных движений произошло резкое сокращение ширины рассматриваемой области, из-за чего зоны, отвечающие современным Передовому и Главному хребтам, были прислонены к краю северного континента и превратились из внутриокеанических структур в структуры края континента, и в зоне Передового хребта была сформирована кора континентального типа. В средне-позднекаменноугольное время происходит общее поднятие области и накопление здесь сначала угленосных лимнических, а затем красноцветных континентальных моласс, а на юге области — позднепермских морских терригенно-карбонатных отложений.

В зоне Главного хребта или на микроконтиненте к этой же судетской фазе тектогенеза приурочены складчатость и метаморфизм альмандин-амфиболитовой фации. Средне- и позднекаменноугольная (послеколлизийная) история развития зоны существенно отличается от таковой Передового хребта. В то время как в последней происходит накопление моласс, в зоне Главного хребта идет мощное гранитообразование. Здесь на протяжении среднего-позднего карбона и ранней перми формируется гранитоидная серия, последовательность внутри которой такова: плагиограниты, кварцевые диориты, гранодиориты и порфиридные граниты и нормальные граниты (поздний карбон) — аляскитовые граниты (ранняя пермь).

Новое структурное положение зоны Главного хребта (край континента), резкая смена характера и состава магматизма, а также эволюция состава гранитоидов заставляют полагать, что зона Главного хребта в это время развивалась в режиме окраины андского типа.

В течение девонского, каменноугольного, пермского и части триасового времени остаточный океанический бассейн, располагающийся южнее зоны Главного хребта, продолжает постепенно закрываться. На склонах Закавказского массива в течение всего этого времени накапливаются преимущественно терригенные отложения десковой серии. Окончательное закрытие структуры Палеотетиса на данном пересечении Средиземноморского пояса произошло, по-видимому, к концу триаса. Этот вывод основывается на том факте, что в Сванетском прогибе непрерывное осадконакопление продолжается до триасового времени, а далее фиксируется четкий перерыв и структурное несогласие в основании вышележащих отложений лейаса [Белов, Сомин, 1964]. Перерыв в осадконакоплении, складчатость и метаморфизм эти авторы связывают с раннекимерийской эпохой тектогенеза, связанной с открытием Тетиса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложенная модель, иллюстрирующая возможную эволюцию западной и центральной частей Большого Кавказа в палеозое, в значительной мере гипотетична. Это объясняется недостатком данных и большой сложностью рассматриваемой структуры. Наибольшая неопределенность существует в отношении первичного состава, структуры и возраста пород, слагающих зону Главного хребта. Для лабино-буульгенской серии можно только предполагать ее палеозойский возраст, а для решения вопросов палеогеографии нужна более точная привязка возраста. Вопрос о возрасте макерской серии остается открытым. Невьясненными остаются также вопросы о структурном соотношении пород буульгенской и лабинской серий. В зоне Главного хребта наблюдаются, правда в незначительном количестве, породы, близкие по составу таковым офиолитовых комплексов, поэтому очень важным является вопрос, имеются ли в зоне Главного хребта настоящие офиолиты, а если имеются, то какое структурное положение они занимают.

В зоне Передового хребта неизвестно структурное положение и возраст кристаллических сланцев, обнажающихся в ядре Блыбского антиклинория. Неясен также возраст кристаллических сланцев и амфиболитов Ацгаринского покрова и их соотношения с девонскими.

Не проведено также достаточно полное сравнение по типу и характеру разреза, метаморфизму и внутренней структуре метаморфических сланцев между собой и с кристаллическими сланцами Главного хребта.

Из сказанного следует, что предлагаемая модель эволюции не является однозначной и может существенно изменяться, особенно в части, касающейся Главного хребта. Так, если неверны наши представления о том, что в разрезе Главного хребта участвуют докембрийские породы, то может оказаться, что островодужная ассоциация его разреза формировалась не на континентальной, а на океанической коре и раньше, чем островодужная ассоциация пород Передового хребта.

В том случае, если не верны наши представления о направлении надвигания покровов Передового хребта и приведенные соображения в пользу того, что зоны Передового и Главного хребтов развивались в палеозое на расстоянии друг от друга, то наиболее приемлемым альтернативным вариантом представляется модель, предложенная А. А. Ковалевым и Ю. В. Карякиным [1977]. В этой модели кристаллические сланцы и амфиболиты Главного хребта рассматриваются как метаморфический фундамент островной дуги Передового хребта, т. е. принимается, что породы макерской и лабинской серий древнее нижнего девона, а офиолиты поступили в зону Передового хребта с севера. Пока мы такими данными не располагаем.

Для более точной расшифровки истории геологического развития Большого Кавказа необходимы дальнейшие исследования с применением точных современных методов изотопной геохронологии, и в первую очередь в зоне Главного хребта.

ЛИТЕРАТУРА

- Абесадзе М. Б., Кекелия М. А., Мгелиа-швили Т. Н.* и др. Доальпийское развитие Кавказской активной континентальной палеоокраины — магматизм и метаморфизм. — В кн.: II семинар по геодинамике Кавказа: Тез. докл. Тбилиси, 1980, с. 3—5.
- Абесадзе М. Б., Кекелия М. А., Мгелиа-швили Т. Н.* и др. Доальпийское развитие Кавказской активной континентальной палеоокраины — магматизм и метаморфизм. — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 25—47.
- Адамия Ш. А., Абесадзе М. Б., Кекелия М. А.* и др. Метаморфизованные офиолиты, островодужные комплексы и бластомилониты Главного Кавказского хребта — Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 5, с. 1139—1142.
- Адамия Ш. А., Асанидзе Б. З., Печерский Д. М.* Геодинамика Кавказа: Опыт палинспастических реконструкций. — В кн.: II семинар по геодинамике Кавказа: Тез. докл. Тбилиси, 1980, с. 5—9.
- Адамия Ш. А., Афсанидзе Б. З., Печерский Д. М.* Геодинамика Кавказа: опыт палинспастических реконструкций. — В кн.: Проблема геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 10—25.
- Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б.* Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. — Геотектоника, 1977, № 4, с. 88—103.
- Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б.* и др. Основные черты тектоники, магматизма и металлогении Кавказа. — В кн.: Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979, с. 151—162.
- Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Кекелия М. А.* К проблеме океана Тетис (по материалам Кавказа и соседних стран). — В кн.: Тектоника: Геология Альпид «тетисного» происхождения. М.: Наука, 1980, с. 159—166.
- Адамия Ш. А., Шавишвили И. Д.* Модель эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий региона (доальпийский этап). — Геотектоника, 1979, № 1, с. 77—84.
- Ажгирей Г. Д.* История тектонического развития Западного Кавказа в палеозое. — В кн.: Геология Центрального и Западного Кавказа, М.: Изд-во МГУ, 1962, с. 240—253.
- Анисимова О. И., Чегодаев Л. Д.* Флористические комплексы переходных слоев нижнего и среднего карбона Северного Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 11, с. 62—66.
- Архипов И. В., Белов А. А., Моссаковский А. А.* и др. Кавказ в позднем палеозое — раннем мезозое на фоне развития Среднеземноморско-Центральноазиатского Тетиса. — В кн.: II семинар по геодинамике Кавказа: Тез. докл. Тбилиси, 1980, с. 10—13.
- Афанасьев Г. Д.* Некоторые особенности развития магматизма Северо-Кавказской складчатой области. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 4, с. 86—109.
- Афанасьев Г. Д., Борсук Л. М., Кондаков Л. А.* и др. Конкретные магматические информации Северного Кавказа (опыт формационного анализа эволюции магматизма длительно развивающейся горно-складчатой системы). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 7, с. 3—27.
- 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.
- Афанасьев Г. Д., Плошко В. В., Шпорин Н. П.* Эклогиты Передового хребта Северного Кавказа. — Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 6, с. 1379—1382.
- Баранов Г. И.* Некоторые особенности взаимоотношений интрузий кварцевых диоритов хр. Чилик с породами верхней метаморфической свиты нижнего палеозоя. — Тр. по геологии и полез. ископаемым Сев. Кавказа, 1959, вып. 9, с. 94—101.
- Баранов Г. И.* О тектоническом развитии Северного Кавказа в палеозое. — Тр. по геологии и полез. ископаемым Сев. Кавказа, 1967, вып. 12, с. 72—81.
- Баранов И. Я., Быков Н. В.* Палеовулканические структуры и колчеданное оруденение Передового Кавказского хребта (междуречье Малая Лаба — Кольтубе). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 4, с. 65—78.
- Баранов Г. И., Греков И. И.* Ацгаринский тектонический покров на Северном Кавказе. — В кн.: Тез. докл. IV конф. по геологии и полез. ископаемым Сев. Кавказа. Ессентуки, 1974, с. 101—102.
- Баранов Г. И., Греков И. И.* Доверхнепалеозойская структура Северного Кавказа. — В кн.: Тез. докл. на Всесоюз.

- совещ. «Тектоника Среднеземноморского пояса». М., ГИН (ротапр.) 1978, с. 11—12.
- Баранов Г. И., Греков И. И.* Доверхнепалеозойская структура Северного Кавказа. — В кн.: Тектоника Среднеземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 162—171.
- Баранов Г. И., Греков И. И.* Тектоническая карта палеозойского фундамента Северного Кавказа. — В кн.: Тез. докл. V конф. по геологии и полез. ископаемым Сев. Кавказа. Ессентуки, 1980, с. 118—124.
- Баранов Г. И., Греков И. И.* Геодинамическая модель Большого Кавказа. — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 42—57.
- Баранов Г. И., Греков И. И., Нетреба А. В.* Дюрский магматизм Северного Кавказа. — В кн.: Материалы докл. II регионального петрографического совещания по Кавказу, Крыму, Тбилиси, 1978, с. 148—156.
- Баранов Г. И., Греков И. И., Нетреба А. В., Савин С. В.* Геодинамическая модель Большого Кавказа. — В кн.: II семинар по геодинамике Кавказа: Тез. докл. Тбилиси, с. 14—16.
- Баранов Г. И., Греков И. И., Нетреба А. В., Савин С. В.* Геодинамическая модель Большого Кавказа. — В кн.: Тез. докл. V конф. по геологии и полез. ископаемым Сев. Кавказа. Ессентуки, 1980, с. 112—115.
- Баранов Г. И., Донченко Г. Л., Сидоренко В. Ф.* Новые данные о строении древнего основания среднепалеозойского синклинария Передового хребта на Северо-Западном Кавказе. — Тр. по геологии и полез. ископаемым Сев. Кавказа, 1972, вып. 13, с. 35—43.
- Баранов Г. И., Кропачев С. М.* Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на докембрийском и палеозойском этапах развития. — В кн.: Геология Большого Кавказа / Под ред. Г. А. Ажгирея. М.: Недра, 1976, с. 45—153.
- Безбородько Н. И.* Змеевиковый пояс, его хромистые руды и прилегающие породы в Майкопском округе Кубанской области. — Изв. Алексеев. Дон. политех. ин-та, 1913, т. 2, Отд. 2, с. 21—40.
- Белов А. А.* Герциниды основания Скифской плиты Предкавказья, срединные массивы и проблема становления континентальной коры в ее пределах. — В кн.: Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976, с. 144—159.
- Белов А. А.* Тектоническое развитие альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981, 211 с. (Тр. ГИН АН СССР: Вып. 347).
- Белов А. А., Кизевальтер Д. С.* Основные черты строения и истории развития позднегерцинского структурного этажа центральной части Северного Кавказа (средний карбон, пермь, триас). — В кн.: Геология Центрального и Западного Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1962, с. 275—314.
- Белов А. А., Моссаковский А. А., Соколов С. Д., Швольман В. А.* Позднепалеозойско-раннемезозойское развитие Среднеземноморско-Центрально-Азиатской ветви Тетиса (палинспастические реконструкции). — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 26—41.
- Белов А. А., Омельченко В. Л.* Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа. — Геотектоника, 1976, № 2, с. 44—56.
- Белов А. А., Сомин М. Л.* О преднижнюрском несогласии в Сванетии. — Докл. АН СССР, 1964, т. 159, № 1, с. 81—84.
- Белов А. А., Сомин М. Л.* Доальпийские комплексы Кавказа (стратиграфическая изученность и тектонические следствия). — В кн.: Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979, с. 168—183.
- Видяшин Ю. П.* Особенности структурной эволюции палеозойского метаморфического комплекса западной части Главного Кавказского хребта: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., ИФЗ АН СССР, 1979, с. 1—25.
- Вялов О. С.* Опыт приложения некоторых идей Кобера к Кавказу. — Проблемы сов. геологии, 1934, № 5, с. 127—132.
- Вялов О. С.* Обзор геологического строения верхней части правобережья р. Уруп. — Тр. ИНИГРИ, 1935, вып. 25, с. 120, 142.
- Гамкрелидзе П. Д., Адамия Ш. А., Чихрадзе Г. А., Джавахишвили Ш. И.* Новые данные по стратиграфии дюрских отложений Сванетии. Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 2, с. 424—426.
- Гамкрелидзе И. П., Думбадзе Г. Д., Кекелия М. А.* и др. Офиолиты Дзирульского массива и некоторые вопросы домезозойской истории Кавказа. — В кн.: II семинар по геодинамике Кавказа: Тез. докл. Тбилиси, 1980, с. 23—26.
- Геология СССР, 1947, т. 9, 580 с.
- Геология СССР. М.: Недра, 1968. Т. 9, ч. 1. 747 с.
- Геология Большого Кавказа: Новые данные по стратиграфии, магматизму и тектонике на древних и альпийских этапах развития складчатости области Большого Кавказа / Под ред. Г. Д. Ажгирея. М.: Недра, 1976. 263 с.
- Герасимов А. П.* Отчет о геологических исследованиях в районе Средней Малки. — Изв. геол. комитета, 1916, т. 35, № 1, с. 36—41.
- Греков И. И.* Петрохимическая и геохимическая характеристика девонских эффузивов р. Большая Лаба (Северный Кавказ). — Тр. по геологии и полез. ископаемым Сев. Кавказа, 1976, вып. 12, с. 22—30.
- Греков И. И.* и др. Унифицированная схема стратиграфии и магматизма доальпийских образований Северного Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 6, с. 35—52.
- Греков И. И., Кропачев С. М., Момот С. П., Корень Т. Н.* Марухский покров в палеозое Северного Кавказа. — Сов. геология, 1974, № 1, с. 77—85.

- Демин А. М., Кропачев С. Н., Круть И. В. Девонский вулканогенный комплекс Северного Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 11, с. 47—62.
- Демин А. М., Суади Г. К. К петрохимии допалеозойских интрузивов в верховьях левобережья р. Зеленчук (Северный Кавказ). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 10, с. 78—87.
- Думбадзе Г. Д. Геологическое строение субстрата верховьев р. Кодор. — Сообщ. АН ГССР, 1975, № 2, с. 377—380.
- Думбадзе Г. Д. Некоторые особенности химизма пород бульгенской серии. — Сообщ. АН ГССР, 1977, т. 87, № 2, с. 385—388.
- Дысса Ф. М. Первые находки однородных граптолитов на Северном Кавказе. — Изв. вузов: Геология и разведка, 1970, № 3, с. 40—52.
- Дысса Ф. М. Новые данные о силурийских отложениях Северного Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 6, с. 123—124.
- Каденский А. А. Магматическая геология Передового хребта Северо-Западного Кавказа. — М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1956. 279 с.
- Казакова Э. Н., Стрельцов М. И. Базальтриодитовая ассоциация Командорских островов. — В кн.: Восточноазиатские островные системы. Южно-Сахалинск, 1978, с. 131—140.
- Карякин Ю. В. Геодинамическая позиция разновозрастных базальтовых серий Кавказского региона. — В кн.: Общая геология и геологическое картирование экспрессинформация. ВИМС, 1979, вып. 8, с. 1—30.
- Кизевальтер Д. С. О строении и развитии Передового хребта Северного Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948, № 6, с. 10—28.
- Кизевальтер Д. С. Новая стратиграфическая схема среднепалеозойских отложений Северного Кавказа. — Изв. высш. учеб. заведений, 1963, № 1, с. 27—42.
- Кизевальтер Д. С. Об открытии базальных конгломератов нижнего карбона на Северном Кавказе. — Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 6, с. 1141—1146.
- Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). М.: Наука, 1975. 205 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 267).
- Книппер А. Л. Офикальциты и некоторые другие типы брекчии, сопровождающие доорогенное становление офиолитового комплекса. — Геотектоника, 1978, № 2, с. 50—66.
- Ковалев А. А., Карякин Ю. В. Состояние проблемы строения и эволюции островных дуг и связанная с ними металлогения железных ископаемых. М., ВИЭМС, 1977. 30 с.
- Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 270 с. Колчеданные месторождения Большого Кавказа. М.: Недра, 1973. 255 с.
- Кориковский С. П. Фации метаморфизма метapelитов. М.: Наука, 1979, 255 с.
- Косарев А. М. Силуро-девонский вулканизм Бурнбай-Макайского рудного района (Южный Урал): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., МГУ, 1977. 30 с.
- Кропачев С. М. К стратиграфии среднего палеозоя зоны Передового хребта между реками Даут и Малая Лаба. — В кн.: Геология Центрального и Западного Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1962, т. 3, с. 253—275.
- Круть И. В., Яковлев Л. И., Кропачев С. М. Стратиграфическое положение и строение карачаевской серии Северного Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 10, с. 49—59.
- Кузнецов И. Г. Колебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа. — Проблемы сов. геологии, 1933, т. 3, № 7, с. 150—155.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и базальтовый слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с. (Тр. ГИН АН СССР, Вып. 268).
- Михеев Г. А., Потаненко Ю. Я. Некоторые итоги изучения магматической деятельности на Северном Кавказе. — Тр. по геологии и полез. ископаемым Сев. Кавказа, 1972, вып. 13, с. 13—19.
- Михеев Г. А., Потаненко Ю. Я. О возрасте альпийотопных гипербазитов Северного Кавказа. — Сов. геология, 1973, № 1, с. 131—137.
- Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозой Евразии. — М.: Наука, 1975. 317 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 268).
- Мушкегов И. В. Геологический очерк ледниковой области Теберды и Чхалты на Северном Кавказе. — Тр. Геол. комитета, 1896, т. 14, № 4, с. 125—137.
- Надарейшвили О. Ш. Габбро-гипербазитовый (офиолитовый) формационный пояс в структуре Главного Кавказского хребта. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 10, с. 116—126.
- Надарейшвили О. Ш. Намшихский интрузив ультраосновных пород. — Труды ТГУ, 1979, вып. 198, с. 27—37.
- Омельченко В. Л. Некоторые особенности среднепалеозойского магматизма бассейна р. Маруха (Западный Кавказ). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 12, с. 44—55.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л. и др. Океаны и геосинклинальный процесс. — Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3, с. 657—759.
- Перфильев А. С., Херсаков Н. Н. Диабазовые комплексы и проблема тектонической расчлененности океанической коры. — В кн.: Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980, с. 64—104. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 343).

- Плошко В. В. Новые данные о первичной природе ультрабазитов зоны Уруштен-Маркопиджского разлома Кавказа. — В кн.: Вопросы магматической геологии. М.: Наука, 1969, с. 5—37.
- Потапенко Ю. Я. К стратиграфии и структуре метаморфических толщ р. Кубани. — Докл. XIV науч. конф. Новочеркас. политех. ин-та, 1963, с. 10—25.
- Потапенко Ю. Я. О времени заложения структур Тырнаузского рудного поля. — Сов. геология, 1976, № 4, с. 147—150.
- Потапенко Ю. Я. Типы кристаллизационной сланцеватости в метаморфическом комплексе Северного Кавказа. — Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 2, с. 439—442.
- Потапенко Ю. Я. Об условиях залегания нижнесилурийских фтанитов в Тоханской подзоне зоны Передового хребта. — В кн.: Тез. докл. — V конф. по геологии и полез. ископаемым Сев. Кавказа. Ессентуки: 1980, с. 30—32.
- Потапенко Ю. Я. Об олистолитах силурийских фтанитов и Северном офиолитовом шве зоны Передового хребта Северного Кавказа. — Докл. АН СССР, 1980, т. 253, № 5, с. 1189—1191.
- Потапенко Ю. Я., Пруцкий Н. Офиолитовый конгломерат в среднем палеозое Передового хребта Северного Кавказа. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 5, с. 1179—1181.
- Потапенко Ю. Я., Пруцкий Н. И. Новые данные о палеозойских милонитах кристаллического ядра Главного Кавказского хребта. — Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 2, с. 443—446.
- Потапенко Ю. Я., Тектонический покров в метаморфическом комплексе Северного Приэльбрусья. — Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 2, с. 450—452.
- 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.
- Прокопов К. А. Девонские отложения на р. Теберде на Северном Кавказе. — Пробл. сов. геологии, 1936, № 3, с. 25—36.
- Робинсон В. Н. Девонская система. — В кн.: Геология СССР. Северный Кавказ. Геологическое описание. М.; Л.: Гос. изд-во геол. лит., 1947, ч. 1, т. 9.
- Робинсон В. Н. Геологический обзор области триаса и палеозоя рек Белой и Лабы на Северном Кавказе. — В кн.: Тр. Всесоюз. геол.-развед. объединения. М.: Госгеолтехиздат, 1932, вып. 226.
- Руженцев С. В. Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976, 230 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 283).
- Руженцев С. В., Марков М. С., Некрасов Г. Е., Бялобжеский С. Г. Краевые моря древних геосинклинальных областей. — Геотектоника, 1977, № 5, с. 95—113.
- Савельев А. А., Савельева Г. Н. Офиолиты Войкар-Сынинского массива (Полярный Урал). — Геотектоника, 1977, № 6, с. 46—60.
- Самохин А. А. Вопросы геологии метаморфического комплекса зоны Передового хребта в бассейне р. Лаба. — В кн.: Геология Центрального и Западного Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1962, т. 3, с. 220—240.
- Снежко Е. А., Греков Г. И. Особенности формирования палеозойских вулканогенно-осадочных отложений р. Большой Лабы (Северный Кавказ). — Тр. по геологии и полез. ископаемым Сев. Кавказа, 1964, вып. 11, с. 117—125.
- Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М.: Госгеолтехиздат. 1952.
- Соколов С. Д. Олисторомовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977, 89 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 296).
- Сомин М. Л. Доюрское основание Главного хребта и южного склона Большого Кавказа. М.: 1971. 303 с.
- Сомин М. Л. О движениях, формировавших доальпийскую структуру Большого Кавказа. — В кн.: II семинар по геодинамике Кавказа: Тез. докл. Тбилиси, 1980, с. 46—49.
- Сомин М. Л., Белов А. А. О стратиграфическом расчленении десской серии Сванетии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1967, т. 42, вып. 1, с. 40—48.
- Сомин М. Л., Хаин Е. В., Видяпин Ю. П. О проблеме Ацгаринского тектонического покрова. — В кн.: Тез. докл. V конф. по геологии и полез. ископаемым Сев. Кавказа. Ессентуки, 1980, с. 130—132.
- Татришвили Н. Ф. Об открытии эколитов на Большом Кавказе. — Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 4, с. 944—946.
- Фролова Т. И., Бурикова И. А. Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М., Изд-во МГУ, 1977. 266 с.
- Хаин В. Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации. — Геотектоника, 1975, № 1, с. 13—27.
- Хаин Е. В. Тектонический покров в междуречье Большой и Малой Лабы (Передовой хребет Северного Кавказа). — Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 3, с. 655—658.
- Хаин Е. В. Офиолиты и покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. — Геотектоника, 1979, № 4, с. 63—80.
- Хаин Е. В. Герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. — В кн.: Тез. докл. V конф. о геологии и полез. ископаемым Сев. Кавказа. Ессентуки, 1980, с. 128—130.
- Хаин Е. В. Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1981, с. 30.
- Хаин В. Е., Левин Л. Э. Тектонические типы окраинных и внутренних морей с океанической и субокеанической корой. — Вест. МГУ. Сер. 4, Геология, 1978, № 6, с. 3—18.
- Хальтов Ю. Н. Геология и петрология Архызского интрузивного комплекса. М.; Л., 1959, 143 с.

- Чегодаев Л. Д. Открытие нижнего силура на Северном Кавказе. — В кн.: Тез. докл. IV конф. по геологии и полез. ископаемым Сев. Кавказа. Ессентуки, 1974, с. 12—13.
- Чегодаев Л. Д. Нижний силур Передового хребта Северного Кавказа. — Сов. геология, 1977, № 12, с. 50—57.
- Чегодаев Л. Д. Девонские комплексы конодонтов из известняков лахранской свиты. — В кн.: Тез. докл. V конф. по геологии и полез. ископаемым Сев. Кавказа. Ессентуки, 1980, с. 32—33.
- Чегодаев Л. Д., Савченко Н. А. Первая находка нижнесилурийских граптолитов на Северном Кавказе. — Докл. АН СССР. Сер. геол., 1975, т. 220, № 2, с. 441—442.
- Чесноков С. В. О природе тектонических покровов Кавказа и Гималаев. — В кн.: II семинар по геодинамике Кавказа: Тез. докл. — Тбилиси, 1980, с. 53—55.
- Чесноков С. В., Красивская И. С. Кристалликум Большого Кавказа как продукт развития энсиматической варисийской геосинклинали. — В кн.: II семинар по геодинамике Кавказа: Тез. докл. — Тбилиси, 1980, с. 55—58.
- Шангелия Д. М. Гранулитовая фация Большого Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968, № 7, с. 23—35.
- Шмидт О. А. Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М.: Наука, 1978, 99 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 320).
- Adamia Sh. A., Buadze V. L., Chavishvili I. D. The Greater Caucasus in the Phanerozoic: A geodynamic model. — In: Metallogeny and plate tectonics in WE Mediterranean. Faculty of Mining and Geology, Belgrad, with IGCR Project 3. Belgrad, 1977, p. 215—229.
- Adamia Sh. A., Agamalyan V., Belov A. A. et al. Pre-Variscan and Variscan complexes of the Caucasus and pre-Caucasus (Northern part of the geotraverse G): IGCP Project N 5. — Newsletter, 1980, N 2, p. 10—41.
- Miyashiro A. Classification characteristics and origin of ophiolites. — J. Geol., 1975, vol. 83, p. 249—281.
- Belov A. A., Somin M. L., Adamia Sh. A. Precambrian and Paleozoic of the Caucasus (Brief Synthesis). — Jahrb. Bundes. Geol. B.-A., Wien, 1978, Bd. 121, H. 1, S. 155—175.
- Davies H. L. Peridotite-gabbro-basalt complex in eastern Papua: An overthrust plate of oceanic. — Oceanic Bull. Geol. Soc.-Austral., 1971, 1 128, p. 1—48.
- Khain V. E. Structure and main stages in the tectonomagmatic development of the Caucasus: An attempt at geodynamic interpretation. — Amer. J. Sci., 1974, vol. 274, N 6.
- Knipper A. L., Khain E. V. Structural position of ophiolites of the Caucasus. — In: «Ophioliti» special issue. Tethyan ophiolites. Eastern area Ed. G. Rocsi. 1981, vol. 2, s. 297—314.
- Moors E. Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic of the Northern Greece. — Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1969, N 118.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава первая	
История развития взглядов на структуру и магматизм зоны Передового хребта	5
Глава вторая	
Положение Передового хребта в современной структуре Большого Кавказа	9
Бечасынская зона	9
Зона Главного хребта	11
Зона Южного склона	15
Глава третья	
Геологическое строение Андриюско-Тоханской структурно-формационной зоны	16
Глава четвертая	
Герцинская покровная структура и офиолиты зоны Передового хребта	23
Автохтон (паравтохтон)	24
Аллохтон	26
Нижняя тектоническая единица (мегапластина)	27
Средняя тектоническая единица (мегапластина офиолитов)	39
Верхняя тектоническая единица (Ацгаринский покров)	58
Неоавтохтон	71
Основные особенности структуры зоны Передового хребта	72
Глава пятая	
История становления покровной структуры зоны Передового хребта и первичное палеогеографическое положение офиолитов	77
Палинспастические построения	77
Последовательность геологических событий	85
Заключение	89
Литература	90

CONTENTS

Introduction	3
Chapter one	
The history of development of views on the structure and magmatic activity of the Front Range zone	5
Chapter two	
The place of Front Range in the present structure of the Great Caucasus	9
Bechasyn zone	9
Main Range zone	11
Southern slope zone	15
Chapter three	
The Geological construction of Andriuk-Tokhana Zone	16
Chapter four	
The Hercynian nappe structure and ophiolites of the Front Range zone	23
Autochthon (parautochthon)	24
Allochthon	26
The lower tectonic unit	27
The middle tectonic unit	39
The upper tectonic unit	58
The neo-autochthon	71
The main structural features of Front Range zone	72
Chapter five	
The history of formation of the nappe structure of the Front Range zone and the primary paleogeographical situation of ophiolites	77
Palinspastic reconstructions	77
The succession of geological events	85
Conclusion	89
Bibliography	90

Евгений Викторович Хаин

ОФИОЛИТЫ И ГЕРЦИНСКАЯ ПОКРОВНАЯ СТРУКТУРА ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Утверждено к печати Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства *М. А. Яценко*. Художественный редактор *И. Ю. Нестерова*
Технический редактор *Н. А. Торгашова*. Корректор *В. П. Крылова*

ИБ № 27725

Подписано к печати 25.01.84. Т-00238. Формат 70 × 100^{1/16}. Бумага для глубокой печати.
Гарнитура литературная (фотонабор). Печать офсетная. Усл. печ. л. 7,8 + 0,5 вкл.
Усл. кр.-отт. 8,6. Уч.-изд. л. 9,6. Тираж 600 экз. Тип. зак. 958. Цена 1 р. 40 к.

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

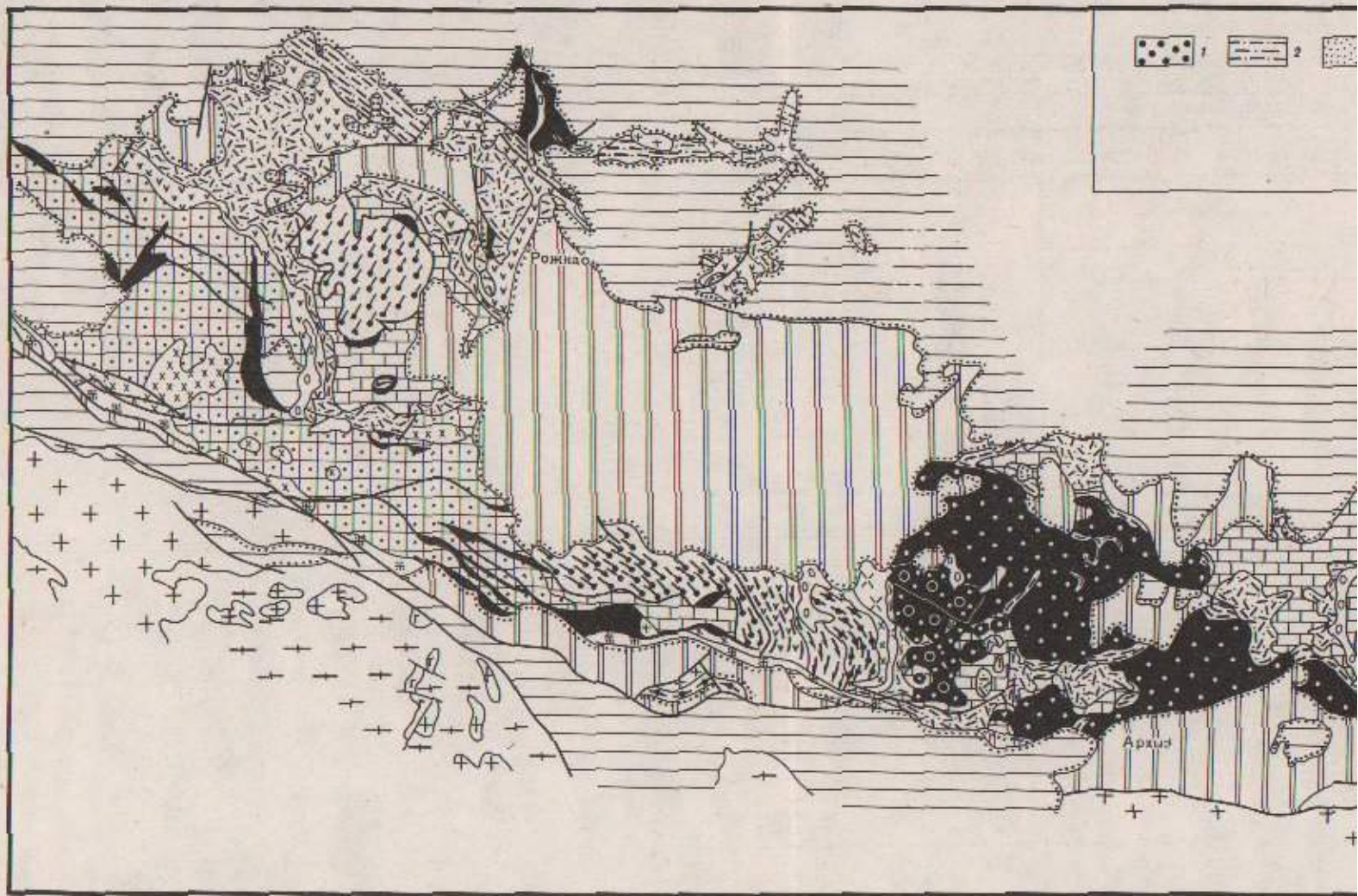
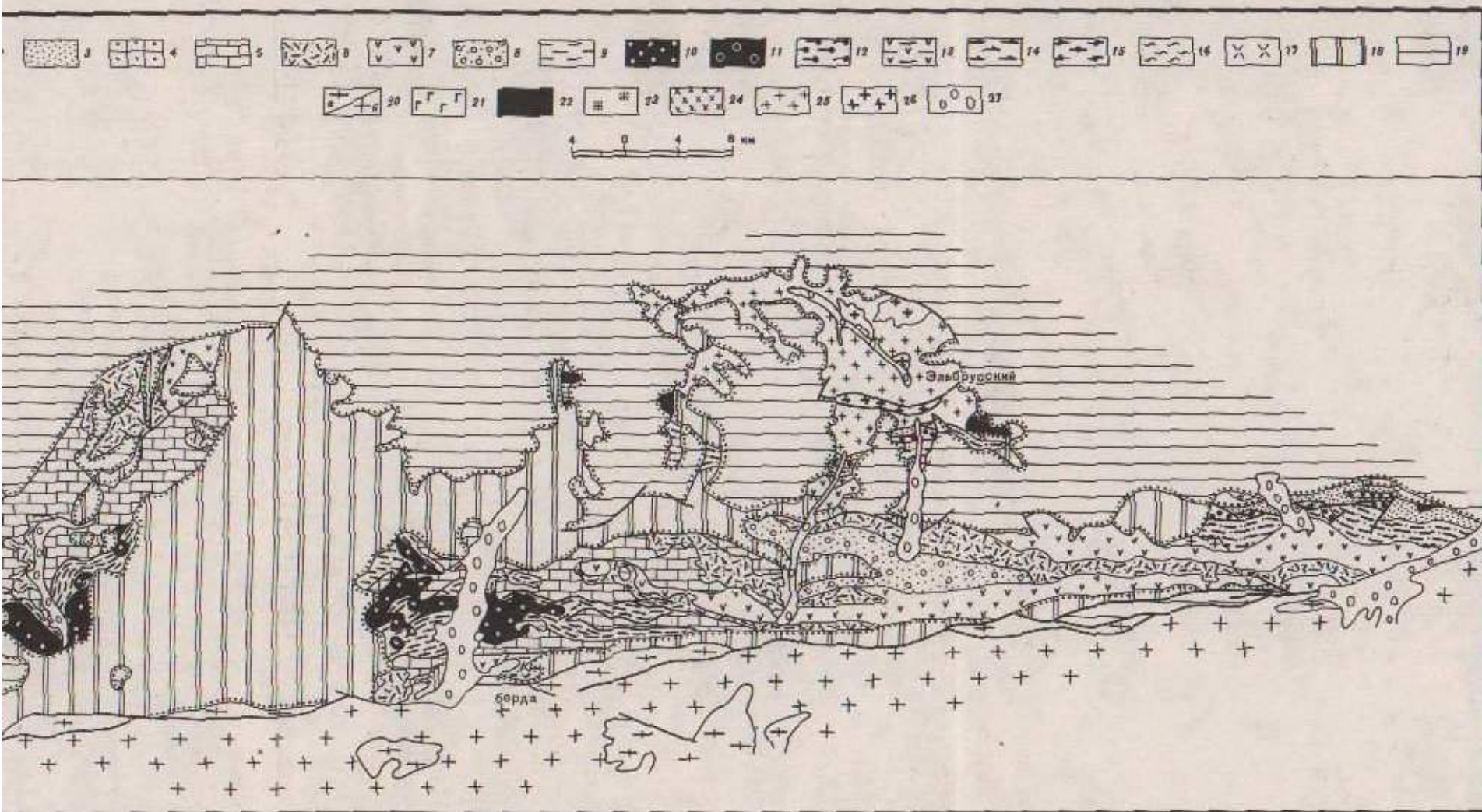


Рис. 11 Тектопическая карта зоны Передового хребта и смежных зон. Сост. Е. В. Хапц по геологическим картам Л. Д. Чегодаева.

1—3 — формационные комплексы Андруско-Тохапской структурно-формационной зоны (комплекс осадочного чехла краевого бассейна): 1 — свазурские кремнисто-вулканогенные и олигоценостромяные образования, 2 — средне-верхнедевонские сланцевые отложения, 3 — фамейн-турнейские терригенные и терригенно-карбонатные отложения; 4—19 — формационные комплексы зоны Передового хребта: 4 — нижнеазовские (2) кристаллические сланцы и амфиболиты параавтохтона (комплекс фундамента дулканической дуги), 5—8 — формационные комплексы нижней тектонической единицы (комплексы вулканической дуги): 5 — терригенно-карбонатные отложения фамейн-турне, 6 — туфогенно-осадочные образования верхин среднего и верхнего девона, 7 — вулканогенные комплексы нижнего-среднего девона, 8 — франские терригенные отложения с олигоценостромяными горизонтами; 9—11 — формационные комплексы средней тектонической единицы (комплексы мелянократного фундамента и чехла краевого бассейна): 9 — сизурийские туфогенно-флазит-сланцевые и хремисто-терригенные отложения, 10 — двабаза, эффузивы основного состава, габброиды и гивербазиты нижней пластины офиодитов, 11 — эффузивы основного состава, амфиболиты и гивербазиты верхней пластины офиодитов; 12—17 — формационные комплексы верхней тектонической единицы: 12 — гранатобититовые сланцы с прослоями графитосодержащих сланцев, 13 — амфиболовые сланцы и амфиболиты с прослоями бититовых гнейсов и графит кварцевых сланцев, 14 — дву-

сидеритовые сланцы с прослоями бититовых гнейсов и графит кварцевых сланцев, 15 — графитовые сланцы с прослоями бититовых гнейсов и графит кварцевых сланцев, 16 — графитовые сланцы с прослоями бититовых гнейсов и графит кварцевых сланцев, 17 — графитовые сланцы с прослоями бититовых гнейсов и графит кварцевых сланцев.



слева, В. Л. Омельченко и личным наблюдениям

следующие сланцы, диоритовые гнейсы и микритовые, 15 — гранат-ставролитовые сланцы и двуполосчатые гнейсы, 16 — пластня метаморфических сланцев, 17 — массивная палеогеновая: 18—19 — неолитовая: 18 — верхнепалеозойская континентальная линическая и грубообломочная моласса, 19 — мезозойские отложения: 20—21 — формационные комплексы доли Галачного хребта: 20a — верхнепалеозойские граниты, 20б — кристаллические сланцы, 21 — метагабброиды, 22—26 — интрузивные образования: 22 — серпентинизированные скарповидные, 23 — скарпидиориты, 24 — плагиограниты, 25 — протерозойские гранито-гнейсы и гранит-порфиры, 26 — средне-верхнепалеозойские гранит-порфиры

Таблица 1

Сопоставление стратиграфических схем досреднекарбонных отложений Северного Кавказа

По В.Н. Робинсону (1947 г.)					По В.А. Мельникову (1962 г.)			По С.М. Крышину (1962 г.)				По Д.С. Юзвальтеру (1963 г.)				По Е.А. Сиверу (1964 г.)														
Система	Отдел	Ярус	Серия	Свита	Система	Отдел	Свита	Система	Отдел	Ярус	Свита	Система	Отдел	Ярус	Свита	Система	Отдел	Ярус	Свита											
Карбон	Нижний	Нижний	Верхняя (Кавказская)	Гидробовые конгломераты	Карбон	Нижний	Территенная	Карбон	Нижний	Турин	Тебертинская Кыргольская	Карбон	Нижний	Турин-абсор	Курджортская	Делон	Верхний	Фонзон-спрей	Пастуховская											
				Глинистые сланцы и туфоосадки											Средний				Верхний	Курджортская										
				Порфиристая											Средний				Верхний	Кызылтольская										
				Глинистые сланцы											Средний		Верхний	Аргачатская	Средний	Верхний	Бахмутинская									
		Гириванская	Разнообразные элементы (верхний делон-нижний карбон)	Средний														Верхний			Турин	Культобинская (без гудамской известняков)								
		Центральная	Турин												Нижняя		Гидамские известняки, глинистые сланцы		Карбон	Нижний		Турин	Марухская	Средний	Верхний	Фонзон-трейн	Пастуховская			
		Четвертая - мелкообломочная		Делон														Верхний			Карбонатная							Делон	Верхний	Фонзон
		Третья - карбонатная	Нижний-средний												Верхний		Вулканическая		Средний-нижний	Верхний		Фонзон	Агурская	Средний-верхний	Урусская серия	Семиротниковская	Средний			
		Вторая - грубообломочная		Средний														Верхний			Филитов							Средний-нижний	Верхний	Фонзон
		Первая вулканическая	Средний-нижний												Верхний		Филитов		Средний-нижний	Верхний		Фонзон	Агурская	Средний-нижний	Урусская серия	Сосновская	Средний			
Кожубий и ордоник	Нижний и средний	Нижний		Верхняя	M_3 - сланцевая	Делон	Нижний	Территенная	Карбон	Нижний	Турин	Чинкская	Карбон	Нижний		Турин-ниж (Г)		Чинкская			Делон							Нижний	Турин-ниж (Г)	Аштаринская толща (метаморфизованный аналог культобинской свиты)
			M_2 - известняковая		Верхний										Карбонатная		Карбон		Нижний	Турин		Кыргольская	Верхний и нижний	Фонзон-турин	Джентинская (аналог пастуховской и частично марухской)	Верхний	Пастуховская			
			M_1 - сланцевая																											
Средний-нижний	Верхний	Вулканическая	Делон	Средний-нижний	Верхний	Фонзон-турин	Урусская серия	Средний-нижний	Верхний	Кызылтольская																				



1р. 40 к.

П 1
ВЫН. 382

