

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

Копию Александру Ивановичу Неве
от автора

Т Р У Д Ы

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 104. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 34) 1949

Б. М. КЕЛЛЕР

ФЛИШЕВАЯ ФОРМАЦИЯ ПАЛЕОЗОЯ
В ЗИЛАЙСКОМ СИНКЛИНОРИИ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ
И СХОДНЫЕ С НЕЙ ОБРАЗОВАНИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Б. М. К Е Л Л Е Р**ФЛИШЕВАЯ ФОРМАЦИЯ ПАЛЕОЗОЯ
В ЗИЛАЙРСКОМ СИНКЛИНОРИИ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ
И СХОДНЫЕ С НЕЙ ОБРАЗОВАНИЯ****ВВЕДЕНИЕ**

Возникновение всякой осадочной формации определяется взаимодействием внутренних и внешних условий в развитии земной коры. К первым относятся тектонические движения, которые определяют величину поднятия и опускания и, как следствие, рельеф морского дна и положение береговой линии. К условиям внешним принадлежат все гидрологические особенности водной среды, связанные с ее составом и движением. Само собой разумеется, что внешние условия тесно связаны с внутренними и зачастую ими определяются. Так, например, температура и химический состав водных бассейнов, их гидрологический режим находятся в тесной зависимости от рельефа морского дна, который определяется тектоникой. Тектоническими закономерностями определяется расположение очагов вулканической деятельности, которые обуславливают поступление в водный бассейн огромной массы растворов, определяющих впоследствии формирование осадочных пород того или иного типа.

Ясно поэтому, что изучение осадочных формаций и связанных с ними полезных ископаемых должно производиться не только по линии детального изучения вещественного состава слагающих эти формации горных пород, но также путем выяснения тектонического их положения, связи с отдельными структурами и соответствующими этапами их развития.

Тектоническое направление изучения осадочных формаций, которое развивается в последнее время Н. С. Шатским и его школой, автор попытался приложить к изучению флишевых отложений палеозойского возраста. При этом изучении ставились следующие вопросы:

1. Что представляют собой флишевые отложения и каково их строение?
 2. К каким структурным элементам приурочены флишевые отложения и с какими этапами формирования этих структур связано их возникновение?
 3. Каковы закономерности распределения флишевых толщ во времени и в пространстве?
 4. С какими формациями ассоциируются флишевые отложения?
 5. Каковы условия образования флиша и сопутствующих формаций?
 6. Какие полезные ископаемые связаны с флишевыми отложениями?
- Казалось бы, на примере флишевых отложений палеозойского воз-

раста решение поставленных вопросов представляется исключительно сложным. Флишевая формация, хорошо известная в складчатых сооружениях альпийской геосинклинальной области, до сих пор не была достоверно установлена в палеозое. Хотя в целом ряде работ встречаются указания на наличие палеозойских флишевых отложений, более или менее связанное их описание содержится всего лишь в двух-трех статьях. Указанная недостаточность материала не является для наших целей непреодолимым препятствием.

Основной фактический материал для решения поставленной задачи мы попытаемся получить в результате изучения флиша и сопутствующих ему формаций Зилаирского синклинория на Южном Урале. Характеристика этой структуры будет дана с возможно большей полнотой, ибо здесь мы имеем хорошо изученную область, в пределах которой развиты типичные флишевые образования, поразительно сходные с флишем альпийской геосинклинальной области. Описание Зилаирского синклинория составит первую часть нашего исследования.

Выяснив геологическое строение Зилаирского синклинория, мы рассмотрим развитие в нем терригенные толщи — флиш и предшествующую ему аспидную формацию, которые закономерно сменяют друг друга во времени. Названные две формации мы попытаемся проследить и в других прогибах палеозойского возраста и установить их аналоги в складчатых структурах альпийской геосинклинальной области. На основании этих материалов можно будет составить представление о строении тектоническом положении, условиях образования и полезных ископаемых аспидной и флишевой формаций.

Указанные две формации имеют специфические особенности строения. Встречаются, однако, терригенные толщи, имеющие переходный характер. Типом этих отложений, которые удобнее всего называть глинистым флишем, является таврическая свита Крыма. Установив характерные особенности глинистого флиша, мы попытаемся наметить сходные образования среди отложений палеозойского возраста.

В конечном итоге изучение перечисленных формаций позволит выяснить их роль и значение в истории развития геосинклинальных прогибов и установить некоторые общие закономерности их появления на определенных этапах развития геосинклиналей.

Постановка и завершение настоящей работы осуществились благодаря дружеской помощи, которую постоянно оказывали автору А. А. Богданов и В. В. Меннер. Кроме того, они просмотрели рукопись и сделали ряд замечаний. Не менее существенные советы и указания были получены автором от Н. Б. Вассоевича, М. В. Муратова, Д. В. Наливкина, Н. П. Хераскова, К. Р. Чепикова, Н. С. Шатского и Н. А. Штрейса, прочитавших рукопись или отдельные главы ее перед сдачей работы в печать.

Целый ряд полезных советов во время работ с 1939 по 1948 г. дали автору В. А. Балаев, В. Н. Крестовников, Н. Я. Коган, Л. С. Либрович, Д. М. Раузер-Черноусова, В. Е. Руженцев, А. П. Тяжева, И. Ф. Трусова, Э. А. Фалькова, И. В. Хворова, А. Л. Яншин. Успеху полевых работ, проводившихся автором в Зилаирском синклинории, способствовало общение с работавшими здесь геологами. В первую очередь среди них надо назвать А. А. Богданова, Я. Я. Вецлера, В. Г. Егорова, В. А. Иванову, А. А. Орлова, В. Н. Павлинова, К. П. Столбова. Из помощников автора, которые в разное время принимали деятельное участие в полевых работах и оказали большую помощь, следует упомянуть Ю. М. Пушаровского (1940), Н. А. Розанову (1940), М. Я. Серову (1944—1945), В. И. Тихонова (1944) и С. Ф. Щербович (1939).

Всем перечисленным лицам автор приносит свою глубокую благодарность.

ЗИЛАЙРСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ

Зилайрским синклинорием мы будем называть обширную складчатую структуру западного склона Южного Урала, в пределах которой развиты терригенные толщи верхнедевонского, каменноугольного и сакмарско-артинского возраста. Огромная мощность этих образований свидетельствует о длительном и непрерывном прогибании рассматриваемой территории в соответствующее время, о существовании здесь некогда геосинклинали. Складчатую структуру, возникшую здесь на месте геосинклинали, мы с полным правом можем назвать синклинорием.

Понять геологическое строение Зилайрского синклинория можно лишь во взаимосвязи со смежными структурами. Такими ограничивающими синклинорий положительными структурными элементами будут на востоке антиклинорий Урал-тау и причлененное к нему Сакмарское поднятие, на западе — Башкирский антиклинорий, погружающийся в области широтного течения р. Большого Ика. Южнее западный борт Зилайрского синклинория вовлечен в общие опускания Предуральской депрессии и может быть намечен лишь приблизительно.

Все упомянутые структуры рассматриваются в рамках приложенной структурной карты и фациальных схем (фиг. 7). Этими рамками мы будем руководствоваться во всем дальнейшем описании Зилайрского синклинория.

ОБЗОР ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ РАБОТ

Представление о геологическом строении Южного Урала сложилось в XVIII веке после путешествий Палласа, Лепехина (1795) и других натуралистов.

Сведения, содержащиеся в работах этих исследователей, имеют теперь чисто историческое значение.

Более подробные сведения, непосредственно относящиеся к Зилайрскому синклинорию, можно найти в капитальном труде Мурчисона, Вернейля, Кайзерлинга (1848). Авторами составлены первая геологическая карта Урала и ряд профилей вкрест простирания хребта. Среди них один проходит на широте Зилаира (Преображенского завода), второй вдоль тракта Стерлитамак — Белорецк, пересекая Башкирский антиклинорий севернее рамки рассматриваемой площади. По второму из упомянутых пересечений Р. И. Мурчисоном было установлено присутствие палеонтологически охарактеризованных силурийских и девонских отложений. К образованиям того же возраста были отнесены немые свиты древнего палеозоя. Верхняя из них, именуемая теперь ашинской свитой, по мнению Р. И. Мурчисона, поразительно напоминает лландеильские отложения р. Уай. Обосновывая трехчленное деление каменноугольных отложений, авторы указывают, что на западном склоне Уральских гор каменноугольные известняки «покрываются особой группой с гониатитами, представленной песчаниками, глинами и конгломератами» (стр. 70). «Эти слои, которые мы называем песчаниками Артинска, составляют самый верхний член каменноугольной системы» (стр. 449).

В 1854 и 1855 гг. Южный Урал изучался Антиповым и Меглицким (1858). В бассейне р. Сакмары авторами было установлено присутствие силурийских песчаников с брахиоподами. На основании петрографического сходства пород к силуру были отнесены также терригенные толщи верхнего девона и нижних горизонтов карбона, которые впоследствии

были названы Л. С. Либровичем зилаирской свитой. Для каменноугольных отложений авторы принимают трехчленное деление Р. И. Мурчисона, причисляя к карбону и артинские образования. В бассейне р. Сакмары терригенные толщи, выходящие к востоку от гряды курмаинских известняков, Антиповым и Меглицким были правильно приняты за аналоги горного известняка. В области широтного течения р. Большого Ика установлен переход терригенных отложений каменноугольного возраста в известняковую фацию.

В 1874 г. вышла работа А. П. Карпинского, которым изучались каменноугольные и смежные с ними отложения между реками Белой и Уралом. На геологической карте А. П. Карпинским к востоку от полосы распространения каменноугольных отложений выделены силурийские образования. Соответственно представлениям того времени к силуру были отнесены также терригенные отложения девона и нижних горизонтов карбона (зилаирская свита). Эти образования А. П. Карпинский считал более древними, чем светлые массивные известняки, находящиеся на Большом Ике, возраст которых был вполне правильно определен как девонский. В составе каменноугольных отложений А. П. Карпинским выделяются два отдела: нижний с *Productus giganteus*, *Pr. striatus* и *Spirifer mosquensis* и верхний с *Fusulina cylindrica*. Песчано-глинистые образования, покрывающие «горный известняк», выделены А. П. Карпинским под именем артинского яруса, который впервые получил четкую палеонтологическую характеристику в результате изучения и описания гониатитов, собранных в этих отложениях. В бассейне р. Сакмары к артинским отложениям А. П. Карпинским были отнесены также песчано-глинистые толщи каменноугольного возраста, выходящие к востоку от гряды курмаинских известняков. В пределах западной полосы выходов артинских отложений нижняя их граница проведена по кровле курмаинских известняков, которые отнесены к отложениям каменноугольного возраста. Весьма важны выводы А. П. Карпинского о нахождении переотложенных окаменелостей нижнего горного известняка в верхнекаменноугольных и артинских отложениях. Следует отметить, что глыбовые конгломераты верхнего карбона, которые много лет спустя ошибочно относились к тектоническим брекчиям, совершенно правильно рассматривались А. П. Карпинским как типичные конгломераты.

В работе А. П. Карпинского впервые дано правильное представление о тектонике изученной им площади. Составленные им профили вкрест простирания структур западного склона Урала дают верное изображение характера складчатости этой области и могут считаться образцовыми. Детальные работы последних лет, значительно уточнившие стратиграфию каменноугольных отложений, подтвердили тектонические построения А. П. Карпинского.

После работ А. П. Карпинского, заложивших основы наших представлений о геологическом строении рассматриваемой площади, в пределах ее вплоть до двадцатых годов текущего столетия имели место лишь эпизодические исследования, освещающие строение отдельных участков. К ним относятся работы Д. Н. Соколова, Н. Н. Тихоновича, А. А. Штукенберга и других авторов. В этих работах отсутствуют крупные региональные выводы, касающиеся всей рассматриваемой территории, но ряд приводимых данных представляет безусловный интерес. Из них особенно важны выводы Д. Н. Соколова о девонском возрасте зилаирской свиты, основанные на стратиграфическом ее положении и залегании по Большому и Малому Ику на массивных известняках со среднедевонскими окаменелостями.

Новый этап истории изучения Зилаирского синклинория начался в советское время. При проведении работ разобраться в исключительно сложном геологическом строении рассматриваемой области удалось далеко не сразу. Первоначально авторами были допущены существенные неточности в параллелизации отдельных разрезов и картировании литологических комплексов. Поэтому многие работы, проведенные 15—20 лет назад, представляют в настоящее время чисто исторический интерес. Лишь после того как выяснилось большое стратиграфическое значение фораминифер и выработалась по ним зональная схема расчленения каменноугольных и нижнепермских отложений, стратиграфия терригенных толщ Зилаирского синклинория была поставлена на прочную основу.

С 1927 по 1932 г. на западном склоне Южного Урала, от р. Ускалыка на севере до левобережных притоков Урала на юге, геологические исследования проводились Е. В. Воиновой, Е. Э. Разумовской, Н. К. Разумовским и А. В. Хабаковым (1933). Результаты этих исследований изложены в коллективной статье четырех авторов и работах Е. В. Воиновой (1932, 1935). Упомянутыми исследователями предложена схема стратиграфического расчленения каменноугольных и нижнепермских отложений. Последующими работами В. Е. Руженцева были обнаружены, однако, крупные недочеты этой схемы и ошибочность отнесения большинства выделенных свит к артинскому ярусу. Как оказалось, многие из них относятся к каменноугольным отложениям.

Значительно большие успехи были достигнуты на первом этапе региональных геологических исследований в отношении изучения силурийских и девонских отложений рассматриваемой площади. В пределах Сакмарской зоны к востоку от ст. Кувандык Л. С. Либровичем (1930) было установлено присутствие силурийских граптолитовых сланцев; несколько позже Н. К. Разумовским было подтверждено нахождение в этом районе ордовичских песчаников с брахиоподами и обнаружены кембрийские известняки с археоциатами, залегающие в виде крупных отторженцев среди поля распространения вулканогенных толщ ордовика. Стратиграфия и фауна этих древнейших палеозойских свит описаны Е. В. Лермонтовой и Н. К. Разумовским (1932).

Стратиграфия метаморфических свит зоны Урал-тау дана Г. Н. Кириченко; сведения о строении этих отложений в более северной полосе содержатся в работе Ф. Н. Шахова. Геологические исследования в северной части рассматриваемой площади проводились Л. С. Либровичем (1932), собравшим за короткий промежуток времени большое количество ценных сведений. В пределах западного борта Зилаирского синклинория Л. С. Либрович подтвердил присутствие силурийских и девонских отложений. Последние представлены всеми тремя отделами системы. Севернее массивные известняки, выходящие по Малому и Большому Ику, на основании нахождения *Karpinskya conjugula* T s c h e g n., отнесены Л. С. Либровичем к нижнему девону. Выше их выделяются темносерые известняки среднего девона с крупными лепердициями. В самых верхах известняковой толщи содержатся верхнедевонские брахиоподы. Покрывающая известняки песчано-сланцевая толща, относившаяся большинством предшествующих исследователей к силуру, выделяется Л. С. Либровичем под именем зилаирской свиты. На основании ее стратиграфического положения и нахождения растительных остатков впервые точно доказан верхнедевонский и отчасти каменноугольный возраст указанных образований.

В пределах Башкирского антиклинория по рр. Белой и Ику Л. С. Либровичем описаны известняки среднего и верхнего девона, залегающие на толще кварцевых песчаников. В составе каменноугольных отложений

на основании нахождения палеонтологических остатков выделены все три отдела системы; верхняя граница каменноугольных отложений проведена по кровле курмаинских известняков.

Рассматривая тектонику изучаемой площади, Л. С. Либрович выделяет несколько фациально-тектонических зон, которые, по его мнению, отделены друг от друга крупными надвигами. Им принимается идея зонального строения Урала, широко распространенная в тридцатых годах текущего столетия и тесно связанная с гипотезой существования на Урале крупных покровов, отделяющих фациально тектонические зоны друг от друга. Л. С. Либрович указывает, правда, что резкие различия разреза в пределах выделенных им фациальных зон могут зависеть от резкой смены фаций в момент образования осадков.

В 1931 г. на западном склоне Южного Урала проводили работы А. А. Блохин (1932), Д. К. Зеgebарт (1936) и В. Н. Крестовников (1935).

В отношении стратиграфии изученной площади крупным достижением было открытие А. А. Блохиным по р. Белой у сел. Максютова ордовичских песчаников с брахиоподами, залегающих на немых свитах древнего палеозоя Башкирского антиклинория. На юге, в пределах Зилаирского синклинория, В. Н. Крестовниковым (1935) и Д. К. Зеgebартом (1936) обнаружены гониатитовые фации нижнекаменноугольных отложений. Весьма существенным фактом было нахождение каменноугольных гониатитов у пос. Новосамарского в терригенных отложениях, которые до этого многими исследователями ошибочно относились к артинскому ярусу.

Красной нитью в работах названных геологов проходит гипотеза присутствия на западном склоне Урала крупных шарьяжных перекрытий, сближающих отложения, резко различные по своему типу. Эта гипотеза, не подтвержденная последующими работами, особенно четко изложена в статье А. А. Блохина (1932), а для южной части площади принимается Д. К. Зеgebартом (1936) и В. Н. Крестовниковым (1936). Указанные исследователи считают фронтальной частью покрова полосу глыбовых конгломератов верхнего карбона, которую они считают тектонической брекчией.

В полосе распространения девонских отложений Зилаирского синклинория в 1933 г. проводил работы Д. Г. Ожиганов. Д. Г. Ожиганов установил, что зилаирская свита выполняет сложную широкую синклиналичную складку. Зилаирская свита разделена на две толщи: нижнюю—с преобладанием сланцев и верхнюю—с преобладанием песчаников. На основании нахождения брахиопод в известняковых прослоях из нижних горизонтов верхней свиты, зилаирская свита отнесена Д. Г. Ожигановым к девонским образованиям.

В 1931—1932 гг. северную часть синклинория вблизи перидотитовых массивов Крака изучал В. П. Логинов. Филлитовые породы силура—девона, залегающие вокруг массивов, отнесены В. П. Логиновым к каменноугольным отложениям, в связи с чем ультраосновным массивам приписывалась синклиналичная структура. Форма первичных тел перидотитовых массивов считалась В. П. Логиновым лакколитообразной. Возраст интрузии относится к концу верхнего карбона и началу перми.

Выводы В. П. Логинова о геологическом строении Южного Крака принимаются и развиваются Г. А. Соколовым.

По-иному освещено строение массива Крака Д. Г. Ожигановым. В результате исследований 1934 г. Д. Г. Ожиганов на западном крыле антиклинория Урал-тау выделил бетринскую свиту силура—нижнего девона, сложенную филлитовыми сланцами, кварцевыми песчаниками, кремнистыми сланцами, известняками, туфами и эффузи-

вами. К этой свите отнесены также породы кровли перидотитовых массивов Крака, в связи с чем установлена антиклинальная структура массива.

В 1934 и 1935 гг. в полосе распространения каменноугольных и артинских отложений бассейна рек Сакмары и Урала проводили геологические исследования В. Е. Руженцев и И. В. Хворова. Ими впервые была разработана детальная стратиграфия каменноугольных и нижнепермских отложений, основанная на изучении фораминифер и гониатитов. Выяснилось, что большая часть «артинских отложений», изучавшихся здесь ранее, принадлежит каменноугольным образованиям и относится ко всем трем отделам системы. Критика предшествующих работ содержится в первой статье В. Е. Руженцева, опубликованной в журнале «Проблемы советской геологии» за 1936 г. Во второй его статье (Руженцев, 1936₂) излагается новая стратиграфическая схема и прилагается геологическая карта изученной площади. Более подробное описание стратиграфии каменноугольных и нижнепермских отложений можно найти в последующих статьях В. Е. Руженцева (1938) и И. В. Хворовой (1937, 1939). Мы не будем подробно останавливаться на результатах этих работ, внесших ясность в противоречивые представления предшествующих исследователей, так как эти данные будут приведены при описании строения каменноугольных отложений бассейна р. Сакмары, с теми изменениями и уточнениями, которые были внесены последующими работами.

Изучив в бассейне р. Сакмары сложно построенный комплекс верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений, В. Е. Руженцев предложил выделять между ними отложения, охарактеризованные своеобразным составом гониатитов и фораминифер, и установил для них название сакмарского яруса. Отложения этого возраста, непосредственно подстилающие артинские образования, были отнесены В. Е. Руженцевым к пермской системе. Подробное обоснование выделения сакмарского яруса дано в специальной палеонтологической работе В. Е. Руженцева (1938).

В 1937 г. вышла в свет работа В. Н. Павлинова, посвященная описанию стратиграфии и тектоники южной части Южного Урала на основании личных наблюдений и сводки имеющихся материалов. В этой работе дано подробное и основательное описание ордовичских и силурийских отложений бассейна р. Сакмары, в составе которых на основании нахождения граптолитов выделяется ряд зон.

Менее удачны выводы автора, касающиеся строения зилаирской свиты верхнего девона. В крайней восточной части по р. Урман-Зилаир и в пределах поселка Зилаир эти образования были ошибочно отнесены к филлитам более древнего возраста, в связи с чем автор предлагает отказаться от названия зилаирской свиты для терригенных толщ верхнего девона.

При описании каменноугольных отложений западного склона Урала В. Н. Павлиновым подробно изложена стратиграфия и тектоника бассейна р. Сюрана по данным, полученным во время его работы совместно с В. Н. Крестовниковым в 1931 г. Глыбовые конгломераты верхнего карбона В. Н. Павлинов считает не тектонической брекчией, как полагал В. Н. Крестовников, а «брекчией осадочного происхождения, но подвергавшейся впоследствии тектоническим воздействиям». Возникновение этой брекчии В. Н. Павлинов связывает с проявлением астурийской фазы складчатости.

В 1936 г. А. В. Хабаковым и К. И. Дворцовой составлена сводная работа под заглавием «Материалы к изучению артинских отложений Южного Урала». В этой работе, касающейся верхнекаменноугольных и артинских отложений, отчасти учтены критические замечания, которые были в статьях В. Е. Руженцева; основным недостатком ее является

отсутствие детальной стратиграфической схемы, выработанной на основании описания отдельных маршрутов. В части фактического материала интересно нахождение А. В. Хабаковым в верхних золотогорских известняках среднего карбона многочисленных брахиопод, преимущественно хориститов, свидетельствующих, по заключению С. В. Семихатовой, о принадлежности вмещающих отложений к верхней части Московского яруса.

Фациальный анализ и палеогеографические построения даются авторами совместно для верхнего карбона и артинского яруса. Изучение состава конгломератов и ориентировка в них галек приводят авторов к выводу о сносе обломочного материала с востока. Состав галек при этом всецело зависит от строения антиклинория Урал-тау и определяется положением размывавшихся здесь пород. Особенности строения артинских конгломератов позволяют авторам сделать выводы о том, что гористая расчлененная суша, существовавшая на месте антиклинория Урал-тау в бассейне р. Сакмары, постепенно снижалась к северу.

Подробно рассматривается в работе строение песчаных прослоев. Изучение косой слоистости песчаников приводит А. В. Хабакова (1940) к выводу о прибрежноморском типе слоистости верхнего карбона, смешанном прибрежноморском и дельтовом типе слоистости в кунгурских отложениях. Наряду с косой слоистостью автором рассмотрены и другие особенности строения песчаных прослоев (иероглифы, знаки ряби и другие).

В 1935 и 1936 гг. в полосе распространения сакмарско-артинских отложений между Большим Иком и Иньяком проводил работы М. А. Сушкин. Расчленив сакмарско-артинские отложения на ряд горизонтов, М. А. Сушкин сопоставляет их со стратиграфической схемой, выработанной на основании вертикального распространения фораминифер.

Изучение разрезов верхнекаменноугольных и артинских отложений по рекам Большому Ику и Белой проводилось в 1938 г. А. В. Казаковым и Ц. И. Уфлянд. Авторами дано некоторое уточнение стратиграфии сакмарско-артинских образований.

Стратиграфия сакмарских и артинских отложений в бассейне рр. Белой и Ика была детально разработана В. Н. Крестовниковым в 1943 г. Результаты этих исследований излагаются в соответствующих разделах предлагаемой работы.

В 1939 г. в бассейне Большого и Малого Ика проводил работы Б. М. Келлер, которым изучен переход известняков каменноугольного возраста в терригенные образования. Как показали последующие работы, проводившиеся Б. М. Келлером в пределах той же площади в 1943 г., в некоторых случаях последовательность горизонтов дана была в перевернутом виде. К положительным сторонам работы следует отнести выяснение тектоники гряды курмаинских известняков, образующих по р. Малому Ику своеобразную опрокинутую синклинальную складку.

Для того, чтобы выяснить истинную последовательность горизонтов каменноугольных отложений в северной части Зилаирского синклинория, в 1940 г. Б. М. Келлером проводились работы в бассейнах рек Сюрана и Ускалыка, где была изучена стратиграфия и тектоника каменноугольных и сакмарско-артинских отложений. Схема стратиграфии этих образований хорошо совпадает с данными В. Е. Руженцева и И. В. Хворовой; для более южных площадей значительно было строение нижних горизонтов карбона. Впервые из состава зилаирской свиты выделены турнейские отложения. Полученные результаты позволили по-новому истолковать результаты работ 1939 г. и выяснили необходимость постановки в бассейне Большого и Малого Ика дополнительных исследований.

В последующее время в полосе распространения нижнекаменноугольных отложений Зилаирского синклинория работы проводились:

1. В бассейне рек Куруила, Бухарчи и Бискужи Я. Я. Вецлером и А. И. Тяжевой в 1945 г. Работами этими была значительно уточнена схема стратиграфии нижнего карбона, предложенная для этого района И. В. Хворовой. Установлено, что известняки тарасовского горизонта, которые помещались И. В. Хворовой в основании разреза визейских отложений, расположены в самых верхах визейского яруса, принадлежат к бухарчинским известнякам визе-намюра и выполняют синклинальную складку.

2. В Зианчуринском районе (бассейн Малого Сюрана) М. С. Янковичем в 1940 г., который в бассейне р. Сюрана выделяет среди каменноугольных и нижнепермских отложений горизонты соответственно стратиграфии, выработанной для более южных площадей В. Е. Руженцевым, И. В. Хворовой и Б. М. Келлером.

3. В Кугарчинском районе Я. Я. Вецлером и Б. М. Келлером в 1944 г. Этими работами, проводившимися в бассейнах Большого и Малого Ика, была перекрыта площадь, изучавшаяся в 1939 г. Б. М. Келлером. В 1944 г. была выяснена стратиграфия и тектоника этого исключительно сложного района перехода терригенных толщ карбона в известняковые фации.

Стратиграфия и тектоника Башкирского антиклинория с 1930 по 1941 г. изучалась А. А. Блохиным (1932, 1939, 1947). В последние годы деятельное участие в этих работах принимал Ф. В. Азлецкий. А. А. Блохиным собран огромный и ценный фактический материал. Сложные взаимоотношения немых и палеонтологически охарактеризованных комплексов древнего палеозоя и докембрия привели А. А. Блохина к выводу о наличии покровной структуры в пределах Башкирского антиклинория. Последующие работы О. П. Горяиновой, Э. А. Фальковой и других авторов не подтвердили правильности этих выводов, но многие факты, установленные А. А. Блохиным, до сего времени, с точки зрения указанных авторов, не получили удовлетворительного объяснения.

О. П. Горяинова, М. П. Коляда и Э. А. Фалькова, проводившие геологические исследования в южной части Башкирского антиклинория в 1939 и 1940 гг., установили резкое трансгрессивное и несогласное залегание карадокских песчаников ордовика на немых свитах докембрия и древнего палеозоя.

Геологическое строение антиклинория Урал-тау и площадь, примыкающая к ультраосновным массивам Крака, в последнее время подробно изучались Д. Г. Ожигановым; новые данные Д. Г. Ожиганова использованы в соответствующих разделах нашей работы и потому здесь мы не будем на них подробно останавливаться.

В 1944 и 1945 гг. обширные площади Башкирского и Чкаловского Приуралья изучались В. Е. Руженцевым и И. В. Хворовой от южных границ рассматриваемой территории до р. Ускалыка и Б. М. Келлером в более северных районах, вплоть до р. Белой. На юге западную часть Сакмарского поднятия изучал В. Н. Павлинов, а южнее, в бассейне р. Урала, — В. И. Тихонов и Н. П. Херасков. В результате этих работ западная часть Зилаирского синклинория может считаться одной из наиболее изученных территорий в пределах Урала.

Совершенно в ином положении оказывается восточная часть Зилаирского синклинория, в пределах которой развиты отложения верхнего девона. До самого последнего времени эта площадь была освещена недостаточно. Только краевые части девонской полосы были затронуты исследованиями Д. Г. Ожиганова, Романова и Хасина, Я. Я. Вецлера и других авторов.

Для заполнения этого пробела Б. М. Келлером совместно с В. Г. Егоровым и В. А. Ивановой в 1946 г. было предпринято пересечение полосы девонских отложений Зилаирского синклинория в бассейне р. Большого Ика. В результате этих работ были установлены стратиграфия и тектоника зилаирской свиты в том виде, как она изложена в предлагаемой работе.

Как можно видеть из приведенного обзора, автором лично изучалась северная часть Зилаирского синклинория и южное погружение Башкирского антиклинория. Геологическое строение остальной части рассматриваемой площади дается нами на основании новейших исследований И. В. Хворовой, В. Е. Руженцева, В. Н. Павлинова, Н. П. Хераскова, Д. Г. Ожиганова и других авторов.

Собранный этими геологами палеонтологический материал в течение ряда лет изучался Д. М. Раузер-Черноусовой (фораминиферы), Е. Д. Сошкиной (силурийские и девонские кораллы), Д. В. Наливкиным (брахиоподы силура и девона), Б. В. Милорадовичем (брахиоподы карбона), В. Н. Павлиновым (граптолиты силура). Если определения производились другими лицами, то это обстоятельство специально оговорено в стратиграфическом разделе работы.

Только на основании опыта всех предшествующих работ явилась возможность представить геологическое строение Зилаирского синклинория в том виде, как оно дано в предлагаемой работе.

СТРАТИГРАФИЯ ЗИЛАЙРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ И СМЕЖНЫХ ПОДНЯТИЙ

Рассмотрение стратиграфии Зилаирского синклинория мы начнем с отложений карадокского яруса ордовика, которые с резким размывом и угловым несогласием располагаются на породах, весьма различных по своему составу и возрасту.

Это угловое несогласие четко установлено в области антиклинальных поднятий, обрамляющих Зилайрский синклинорий.

В северной части рассматриваемой площади, в пределах Башкирского антиклинория, отложения карадокского яруса залегают на так называемых древних немых свитах западного склона Урала, возраст которых многими исследователями считается теперь докембрийским [Д. В. Наливкин (1943), Н. С. Шатский (1945), А. И. Иванов (1946), М. И. Гарань (1947), Г. Ф. Лунгерсгаузен (1947)]. Сведения о стратиграфии этих отложений можно найти в трудах А. А. Блохина (1947), О. П. Горяиновой и Э. А. Фальковой (1937), Н. С. Шатского (1945) и ряде других работ, из коих наиболее значительной является сводка О. П. Горяиновой, А. И. Иванова и Э. А. Фальковой, составленная в 1943 г. по поручению Башкирского государственного геологического управления. Из этих работ видно, что рассматриваемые отложения разделяются на ряд свит, объединяющихся в серии. В пределах интересующей нас площади наиболее широко развиты отложения каратауской серии, повидимому, относящейся к докембрию, и вышележащей ашинской свиты, представленной зеленоватыми полимиктовыми песчаниками, аргиллитами и алевролитами с толщей конгломератов в средней ее части. Возраст ашинской свиты не ясен; наиболее вероятно отнесение ее к отложениям нижнего кембрия.

На основании данных О. П. Горяиновой, М. П. Коляды и Э. А. Фальковой можно считать установленным, что в области широтного течения р. Белой карадокские песчаники ордовика с резким размывом и

местами с угловым несогласием залегают на ашинской свите кембрия и более древних образованиях протерозоя. Таким образом, в пределах Башкирского антиклинория имел место длительный перерыв в отложении осадков, отвечающий большей части кембрийского и ордовичского периодов.

На антиклинории Урал-тау и Сакмарском поднятии, ограничивающих Зилаирский синклиниорий с востока, разрез древнего палеозоя более полон. Судя по работам ленинградских геологов (Воинова и др., 1941), Д. Г. Ожиганова, В. Н. Павлинова (1937, 1947) и Н. П. Хераскова, можно полагать, что мощные толщи песчаников и сланцев докембрия сменяются здесь кембрийскими образованиями, стратиграфия которых еще четко не установлена. Уже давно в западной части Сакмарского поднятия среди отложений ордовика Н. К. Разумовским (Лермонтова и Разумовский, 1932) были обнаружены глыбы известняков среднего кембрия с археоциатами и брахиоподами. Лишь в самое последнее время, в результате работ В. Н. Павлинова и Н. П. Хераскова, выясняется принадлежность к кембрийским отложениям катралинской свиты и ряда других толщ, сложенных песчаниками и сланцами. Широкое распространение в пределах антиклинория Урал-тау и Сакмарского поднятия имеют отложения ордовика, к которым относятся песчаники кидрясовской свиты и вышележащая кураганская свита, представленная туфогенными песчаниками и сланцами. В этих двух свитах найдены брахиоподы и трилобиты, особенно многочисленные в кидрясовской свите, относящейся к тремадокскому ярусу ордовика.

Среди отложений древнего палеозоя антиклинория Урал-тау кидрясовские песчаники четко выделяются по литологическим признакам и легко распознаются даже в тех случаях, когда в них отсутствуют палеонтологические остатки. В северной части рассматриваемой площади они выделены Д. Г. Ожигановым под именем уразинской свиты. Кураганская свита развита менее широко и в ряде разрезов отсутствует, повидимому, вследствие трансгрессивного залегания отложений карадокского яруса ордовика. Такое трансгрессивное и несогласное залегание глинистых и кремнистых сланцев сакмарской свиты, охватывающих карадокский ярус ордовика и силурийские образования, было описано А. В. Хабаковым (1935) и в последнее время подтверждено Н. П. Херасковым, установившим региональное значение этого несогласия.

Все имеющиеся факты свидетельствуют о том, что в предкарадокское время имели место резкие движения земной коры, которые привели к перестройке плана тектонического строения рассматриваемой территории. Именно в это время здесь заложилась геосинклиналь, из которой впоследствии возник Зилаирский синклиниорий. Поэтому при рассмотрении геологического строения Зилаирского синклинория мы можем начать описание его стратиграфии с отложений карадокского яруса ордовика.

Силур

Как уже указывалось выше, карадокские отложения ордовика в пределах рассматриваемой площади трансгрессивно и несогласно залегают на различных горизонтах древнего палеозоя. С отложениями силура породы карадокского яруса тесно связаны и составляют единый комплекс осадочных горных пород. Поэтому стратиграфию карадокского яруса ордовика и силурийских отложений следует рассматривать совместно.

Отложения силура в пределах Сакмарского поднятия и антиклинория Урал-тау выделены под именем сакмарской свиты, которая складается разнообразными кремнистыми породами с многочисленными отпечатками граптолитов. Эти отложения подробно изучались В. Н. Павлиновым (1937), по материалам которого мы дадим краткую их характеристику. В. Н. Павлинов указывает, что в верховьях р. Куруил на туфогенных сланцах и песчаниках кураганской свиты располагается толща черных кремнистых сланцев, разрез которой (снизу) представляется в следующем виде (схематизированно):

1. Черные слюдястые кремнистые сланцы с *Climacograptus* cf. *wilsoni* Lapw., *Cl. caudatus* Lapw., *Cl. minimus* Carruthers. 8.2 м
2. Черные яшмовидные, толстоплитчатые, битуминозные кремнистые сланцы, разделенные тонкоплитчатыми листоватыми прослоями до 0.2 м толщиной. В последних присутствуют *Climacograptus caudatus* Lapw., *Cl. minimus* Carruthers и масса радиолярий, относящихся к родам *Staurosphaera* (*S. micropora* Rust.), *Stauroplegma*, *Theodiscus*, *Staurolophus* 1.8 м
3. Черные тонколистоватые битуминозные кремнистые сланцы с *Climacograptus wilsoni* Lapw., *Cl. caudatus* Lapw., *Cl. supernus* Elles et Wood, *Cl. scalaris* His., *Cl. miserabilis* Elles et Wood. 0.7 м
4. Черные слоистые, тонкоплитчатые яшмовидные кремнистые сланцы с *Climacograptus miserabilis* Elles et Wood, *Cl. scalaris* His. 4 м
5. Черные, с синеватым оттенком, битуминозные глинисто-кремнистые сланцы с *Climacograptus scalaris* His., *Monograptus nudus* Lapw., *M. revolutus* Kurgsk. 30 м
6. Черные глинисто-кремнистые, тонкоплитчатые сланцы с *Monograptus nudus* Lapw., *M. priodon* Barr., *Diplograptus palmeus* Barr. В основании толщи пачка голубоватых и фиштакково-зеленых туфогенных кремнистых сланцев 23 м
7. Бурые и черные битуминозные плитчатые кремнистые сланцы с *Monograptus nudus* Lapw., *M. priodon* Barr., *M. lobiferus* McCoy, *M. turriculatus* Barr. 50 м
8. Черные и зеленовато-серые кремнистые плитчатые сланцы с *Cyrtograptus carruthersi* Lapw., *C. sartorius* McCoy, *Monograptus priodon* Barr. 9 м

Нижние горизонты описанного разреза (слои 1—4), на основании совместного нахождения диплограптит и нижнесилурийских радиолярий (*Staurolophus micropora* Rust.), относятся В. Н. Павлиновым к карадокскому ярусу ордовика. Вышележащие отложения с *Monograptus nudus* Lapw., *M. revolutus* Kurgsk. и другими видами относятся к лландоверскому ярусу силура. Самые верхние горизонты, характеризующиеся присутствием *Monograptus priodon* Barr., возможно, принадлежат таранному.

Верхние горизонты сакмарской свиты хорошо вскрываются по правому берегу р. Кураган, восточнее станции Кувандык. Они представлены черными битуминозными глинистыми и кремнистыми сланцами с подчиненными пачками зеленых кремнистых сланцев, преобладающих в верхней части толщи. В работе В. Н. Павлинова (1937) приведено детальное описание этого разреза и дается послыное распределение в нем граптолитов. В нижней части установлено присутствие *Monograptus spiralis* Gein., *M. variabilis* Per., *M. priodon* Barr., свойственных таранному. Выше выделены отложения с *Cyrtograptus murchisoni* Carruthers и *Retiolites geinitzianus* Barr., характерными для уинлокского яруса. Наконец, в верхней части толщи найдены *Monograptus wilsoni* Barr.,

M. bogemicus В а г г., *M. lentwardinensis* Н о р к. и другие виды, свойственные лудловскому ярусу силура.

Общая мощность сакмарской свиты в бассейне р. Сакмары равна 270—300 м.

Южнее, в бассейне р. Урала, среди кремнистых сланцев сакмарской свиты появляются пачки туфов и туфопесчаников. Эти породы приурочены главным образом к лландоверским и лудловским отложениям. Кроме того, в самых верхах разреза, выше кремнистых сланцев с *Monograptus willsoni* В а г г. и *M. lentwardinensis* Н о р к., располагается толща основных эффузивов и их туфов с прослоями сургучно-красных яшм. Мощность этой толщи в некоторых случаях достигает 300—400 м. Таким образом, общая мощность сакмарской свиты в бассейне р. Урала равна 800—900 м.

К северу от р. Сакмары, на западном крыле антиклинория Урал-тау, силурийские отложения входят в толщу кремнистых сланцев и силицитов, выделенную Д. Г. Ожигановым в 1941 под именем бетринской свиты. Верхи этой свиты относятся к девонским отложениям. По р. Бетря, в окрестностях дер. Усмановой, бетринская свита, по данным Д. Г. Ожиганова, складывается темносерыми листоватыми филлитовыми сланцами, содержащими значительное количество хлорита и серицита. Значительным распространением пользуются здесь темносерые плитчатые окремненные породы, белеющие при выветривании, напоминающие аспидные сланцы; реже встречаются пачки плитчатых яшмовидных силицитов желтовато-серого и розового цвета. В ряде разрезов среди сланцев присутствуют тонкие прослои кварцевых песчаников, иногда значительно метаморфизованных, напоминающих кварциты.

Мощность кремнистых сланцев к северу от г. Зилайра, а также по притокам Большого Ика (р. Кувалат), по данным Б. М. Келлера, равна 300 м. Повидимому, из этой мощности на долю силурийских отложений приходится около 200 м. К северу, в области левобережных притоков р. Белой, Д. Г. Ожиганов оценивает мощность бетринской свиты в 100—120 м, но, повидимому, цифра эта сильно занижена.

Массив Крака

Севернее, в районе перидотитового массива Крака, бетринская свита уменьшается в мощности; среди пород, ее составляющих, большое значение приобретают вулканогенные образования. Д. Г. Ожиганов (1941) указывает, что рассматриваемые отложения, слагающие кровлю перидотитового массива, представлены диабазами, диабазовыми порфиритами, спилитами, туфами, туфогенными и кварцевыми песчаниками, туфосланцами, темносерыми и черными кремнистыми сланцами и филлитовыми сланцами. В некоторых случаях комплекс вулканогенных пород приурочен к нижней части свиты. Так, например, у дер. Абдулмамбетово Д. Г. Ожиганов (1941) дает такую восходящую последовательность пород бетринской свиты, располагающихся здесь в контакте с серпентинитами:

- | | |
|---|-------|
| 1. Диабазы, диабазовые порфириты, спилиты и туфы с подчиненными прослоями кремнистых и филлитовых сланцев | 50 м |
| 2. Кремнистые плитчатые сланцы, кварцевые песчаники и филлитовые сланцы. Мощность около | 80 м |
| 3. Листоватые сланцы с подчиненными прослоями кварцевых песчаников и кремнистых сланцев | 130 м |

В этом разрезе к силурийским отложениям может быть отнесена верхняя толща.

Мощность бетринской свиты массива Крака весьма изменчива. В рассмотренном разрезе она достигает 260 м. Северо-восточнее, у устья р. Саргая, по Д. Г. Ожиганову, в контакте с серпентинитами залегают хлорито-кремнисто-пренитовые породы (1 м), а на них располагается толща плитчатых, темносерых и черных листоватых сланцев и туфосланцев, филлитовых сланцев и кварцевых песчаников. Общая мощность свиты не превышает здесь 75 м.

В бассейне р. Сангильда среди пород бетринской свиты Д. Г. Ожигановым были встречены известняки, мощность которых достигает местами 15—20 м. В известняках Д. Г. Ожигановым были обнаружены кораллы и брахиоподы (*Conchidium vogulicus*), свидетельствующие о лудловском возрасте вмещающих отложений.

Восточное крыло Башкирского антиклинория от р. Б. Ика на юге
до р. Каги на севере

Отложения, развитые в пределах рассматриваемой полосы, существенно отличаются от того типа ордовичских и силурийских пород, который примыкает к поднятию Урал-тау и массиву Крака. Отличия эти заключаются в отсутствии вулканогенных фаций, резком возрастании мощности отложений и быстрой фациальной изменчивости силурийских толщ по простираанию.

Силурийские отложения рассматриваемой полосы еще очень слабо изучены несмотря на то, что они представляют интереснейший объект исследований. Здесь мы имеем редкое сочетание трилобитовых, брахиоподовых и граптолитовых фаун, при котором в будущем могут быть сопоставлены зональные схемы расчленения силура, построенные на вертикальном распределении различных групп ископаемых организмов.

Мы начнем рассмотрение этого типа силурийских образований также с юга на север, от р. Малого Ика, где разрез силура изучался А. А. Блохиным (1947), а также Б. М. Келлером и В. И. Тихоновым (Келлер, Тихонов и Штрейс, 1946). Общая схема строения силурийских отложений в бассейне Малого Ика и Иргизлы представляется в следующем виде (снизу вверх):

- S₁ 1. Толща песчаников. Плотные, иногда сливные кварцевые песчаники разнообразной окраски: светлосерой, желтоватой и малиновой. Величина обломочных зерен различна. Встречаются тонкозернистые разности и наряду с ними крупно- и грубозернистые, переходящие в мелкогалечные конгломераты. Наряду с пачками плотных, сливных песчаников присутствуют рыхлые, слабо цементированные разности. Песчаники залегают пластами, мощностью 0.3—0.5 м. Видимая мощность толщи 200—300 м
- S₂ 2. Толща глинистых сланцев. Темные, желтовато-серые глинистые сланцы с пачками светлых доломитов (мощностью до 15—20 м), обычно приуроченных к нижней части толщи. А. А. Блохиным для сланцевой толщи в бассейне р. Иргизлы указываются *Monograptus* cf. *dubius* Suess, *M. vulgaris* Wood., *Lichas lindstromi* Tschern., *L. (Coridocephalus) anglicus* Beug., *Calymene tuberculata* Brunn., *Spirifer crispus* Kiaer., *Atrypa* sp. Мощность около 300—350 м
3. Толща доломитов белого и серовато-белого цвета, перекристаллизованных, массивных. В бассейне р. Иргизлы в этих доломитах и доломитизированных известняках найдены: *Conchidium* cf. *knighti* Sow., *C. cf. biloculare* Linne, *Spirifer elevatus* Dalman. и другие брахиоподы.

Наиболее значительные выходы доломитов силура можно видеть по берегам Малого Ика, где мощность их достигает нескольких сот метров. Повидимому, в бассейне упомянутой реки доломиты не только налегают

на сланцы, но отчасти замещают их по простираанию. Общая мощность ордовичских и силурийских отложений по р. Малому Ику составляет около 1000 м.

В отношении возраста выделенных А. А. Блохиным подразделений силурийских отложений могут быть высказаны самые общие соображения. Толща песчаников, как будет видно из дальнейшего изложения, на основании сопоставления с разрезом р. Белой (Максютово) относится к карадокскому ярусу ордовика. Вышележащие глинистые сланцы, повидимому, соответствуют отложениям лландовери, уинлока и отчасти, может быть, лудловского яруса. Главная масса встреченных в них видов принадлежит уинлокскому ярусу. Светлые доломиты заключают характерные формы лудловского яруса.

Кроме указанных подразделений в работе Б. М. Келлера, В. И. Тихонова и Н. А. Штрейса (1945) к отложениям силура отнесена так называемая ташлужская толща, состоящая из частого чередования песчаников, глин, доломитов и известняков, а также вышележащая толща темных плитчатых известняков с крупными пентамерами. Последние работы, проведенные А. К. Крыловой в 1946 г., показали возможность принадлежности этих двух толщ к отложениям нижнего и среднего девона. Если это положение удастся доказать палеонтологически, то ташлужская толща может быть сопоставлена с такатинской свитой нижнего и среднего девона Башкирского антиклинория, а вышележащие известняки отнесены к живетскому ярусу среднего девона.

По правобережью р. Белой, в области ее широтного течения, силурийские отложения имеют сходный тип строения, но мощность отдельных горизонтов здесь уменьшается. Лучшие разрезы ордовика и силура вскрываются по правобережным притокам Белой — Кургасу, Аувашле и Ямашле, где по данным А. А. Блохина (1947), Э. А. Фальковой и Б. М. Келлера последовательность устанавливается такая:

- | | | |
|----------------|--|-----------------|
| S ₁ | 1. Песчаники кварцевые светлосерые и розовые, залегающие с угловым несогласием и базальным конгломератом в основании на отложениях древнего палеозоя и докембрия. Это трансгрессивное залегание отчетливо видно по левому берегу р. Кургаса, где в основании песчаников залегают базальные конгломераты до 20 м мощностью, состоящие из хорошо окатанных яйцевидных галек белых кварцевых песчаников и кварцитов, скрепленных песчаным цементом. Обычно песчаники однородные, кварцевые, тонко- и среднезернистые, светлосерого, желтоватого, иногда розового цвета, толстослойные, с характерной матрасцевидной отдельностью. В самом верху толщи они становятся более рыхлыми, коричневыми. Этот горизонт рыхлых песчаников хорошо прослеживается по целому ряду разрезов. В нижней части песчаников по р. Кургас Э. А. Фальковой указываются следующие брахиоподы, найденные здесь М. П. Колядой в 1938 г.: <i>Watsella</i> sp., <i>Camarella</i> sp., <i>Raphinesquina</i> sp., <i>Camarotoechia blochini</i> Lesn. (in coll.), <i>Camarotoechia</i> cf. <i>tenera</i> Lesn. Общая мощность песчаников карадокского яруса по р. Аувашле. | около 130—150 м |
| S ₂ | 2. Темносерые, иногда почти черные, глинистые сланцы с тонкими прослоями плитчатых известняков. К западу от с. Акбулатово Н. А. Штрейсом в 1932 г. было найдено большое количество граптолитов, впоследствии утерянных. Мощность слоев . . . | 80—100 м |
| S ₂ | 3. Светлые плотные известняки с своеобразным сланцевым расколом. Слоистость неотчетливая. Встречаются <i>Cladopora rectilineata</i> Simpson, <i>Favosites</i> ex. gr. <i>forbesi</i> M. Edw et Haime и брахиоподы: <i>Brooksina</i> sp., <i>Conchidium</i> sp. (определения Б. С. Соколова и Н. А. Штрейса). Мощность | 50 м |
| S ₂ | 4. Доломиты светлые, массивные, перекристаллизованные, участками пористые, с редкими отпечатками неопределимых брахиопод. Мощность | 100—120 м |

В приведенном разрезе отчетливо устанавливается присутствие песчанников карадокского яруса и толщи силура, начинающейся сланцами и заканчивающейся карбонатными породами. В грубых чертах сланцы могут быть сопоставлены со сланцево-доломитовой толщей р. Малый Ик, а известняки и доломиты, венчающие разрез, — с лудловскими отложениями Малого Ика.

К северу от рассмотренных нами разрезов силурийские отложения изучались Д. Г. Ожигановым, который выделил их под именем кагинской свиты. В разрезах у сел. Каги последовательность слоев кагинской свиты, залегающих с угловым несогласием на филлитовых сланцах ашинской свиты нижнего кембрия, по Д. Г. Ожиганову такая:

- | | | |
|----------------|--|----------|
| S ₁ | 1. Первая толща. Тонкослоистые, прочные, среднезернистые кварцевые песчаники. Некоторые разности песчаников содержат включения мелких галек и угловатых обломков кварца и, реже, кварцита или переходят в конгломератобрекчии. Пласт такого конгломерата до 1 м мощности залегает в основании песчаниковой толщи. Между толстыми слоями песчаников залегают тонкие прослои тонкозернистых филлитовых сланцев. Кроме песчаников указанного типа встречаются пористые, сильно выветрелые разности с многочисленными отпечатками раковин брахиопод и трилобитов, определенных А. Ф. Лесняковой как <i>Parambonites</i> sp., <i>Orthisina</i> sp., <i>Plathystrophina</i> , <i>Rhynchotrema</i> cf. <i>increbescens</i> Hall., <i>Homolichas</i> cf. <i>pohleni</i> Schmidt. | |
| | Общая мощность палеонтологически охарактеризованной толщи песчаников | 30 м |
| S ₂ | 2. Вторая толща. Глинистые тонкозернистые сланцы темносерого цвета, разламывающиеся на тонкие плиты с неровной поверхностью раскола. Первичная слоистость по 0.35—1.0 м хорошо заметна. Под микроскопом видно, что сланцы состоят из мелкочешуйчатого и нитчатого агрегата серпичита и хлорита, вытянутого по сланцеватости хлопьевидного глинистого вещества и окислов железа. Из палеонтологических остатков в сланцах были встречены отпечатки <i>Orthis</i> sp. | |
| | Общая мощность толщи | 250 м |
| S ₂ | 3. Третья толща. Отличается разнородным литологическим составом и состоит из чередования кварцевых песчаников, песчано-глинистых сланцев и доломитизированных известняков. В песчаниках и известковистых сланцах присутствуют многочисленные членики морских лилий, трилобиты и брахиоподы. Н. В. Потулова приводит среди них <i>Orthis</i> sp., <i>Atrypa</i> sp., <i>Strophomena</i> sp., <i>Calymene</i> sp., одиночный коралл рода <i>Cystiphyllum</i> . Кроме этих видов для нижних горизонтов третьей толщи Д. Г. Ожигановым указываются <i>Atrypa reticularis</i> Linne i, <i>Strophomena</i> sp., <i>Dictyonema</i> sp. и коралл, определенный Е. Д. Сошкиной как <i>Plasmopora petaliformis</i> Lonsd. | |
| | Мощность третьей толщи | 80—100 м |

Сравнивая этот разрез с силурийскими отложениями Малого Ика, нельзя не заметить их близкого сходства. Как в одном, так и в другом случае в основании разреза присутствует толща кварцевых песчаников, относящаяся по возрасту к карадокскому ярусу ордовика. Вторая и третья толщи кагинского разреза, по видимому, соответствуют отложениям лландовери и уиндока.

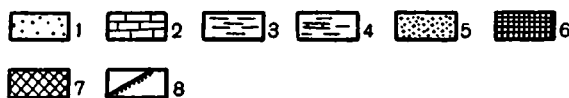
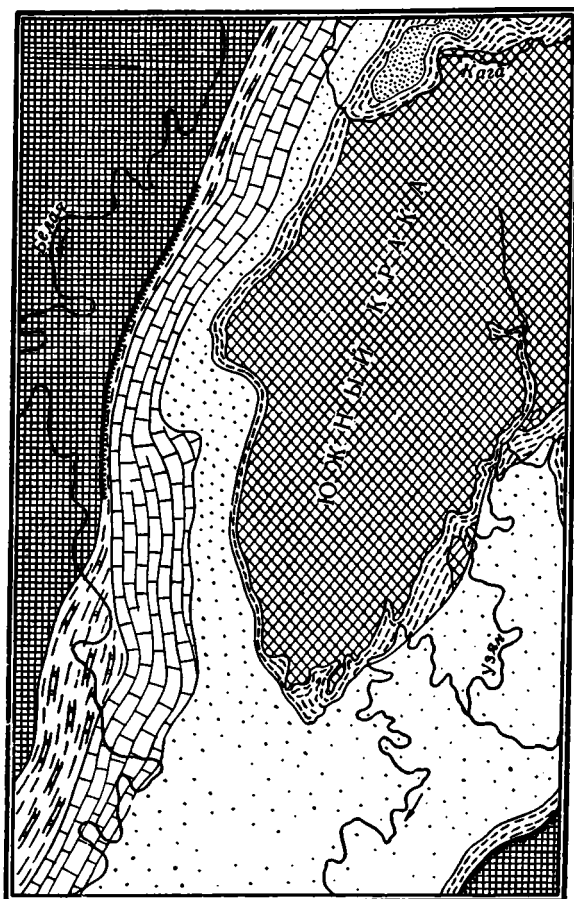
В работе 1946 г. Д. Г. Ожиганов в составе силурийских отложений западного борта Зилаирского синклиория, протягивающихся вдоль р. Белой, выше карадокских песчаников ордовика, выделяет набуллинскую и азнагуловскую свиты, представленные доломитами и известняками. Породы второй и третьей толщи кагинского разреза названы им узьянской.

свитой. Заканчивается разрез силура известняками и доломитами лудловского яруса с *Conchidium vogulicus* Ver n.

Рассматривая геологические карты, составленные Д. Г. Ожигановым для окрестностей сел. Каги и левобережья р. Белой у юго-западного окончания массива Крака (фиг. 1), можно видеть, что отложения силура рассмотренного типа мощностью до 350 м слагают западное крыло синклинали, выполненной породами зилаирской свиты верхнего девона. Не далее как в 4—5 км восточнее, на восточном крыле синклинали, ордовичские и силурийские отложения представлены уже бетринской свитой, в сложении которой большая роль принадлежит вулканогенным образованиям и мощность которых уменьшается до 75—250 м. Таким образом, в бассейне р. Белой устанавливается резкое изменение состава ордовичских и силурийских пород вкрест простирания и общая выдержанность комплекса пород различного типа по простиранию структур, несмотря на быструю фациальную изменчивость состава пород внутри каждого комплекса. Вместе с тем намечается общее увеличение мощности ордовика и силура с севера на юг как в пределах западной полосы, так и в пределах восточной.

Южное погружение структур Башкирского антиклинория

К западу от только что рассмотренной полосы ордовичские и силурийские отложения быстро уменьшаются в мощности. Наиболее южный разрез этого типа можно наблюдать на крыльях Ямашской антиклинальной структуры между реками Малым Иком и Белой. Здесь на ашинской свитенижного кембрия залегают:



Фиг. 1. Схема строения западного крыла Зилаирского синклиория вблизи массива Южный Крака. По Д. Г. Ожиганову, 1941 (упрощена).

Масштаб 1 : 340 000

1 — зилаирский комплекс, верхний девон; 2 — массивные известняки нижнего, среднего и низов верхнего девона; 3 — бетринская свита силура — нижнего девона; 4 — доломиты и сланцы силура, а также карадокские песчаники ордовика; 5 — кидрясовская (уразинская) свита ордовика; 6 — отложения нижнего кембрия и докембрия; 7 — ультраосновные породы массива Крака; 8 — разломы.

S ₁	1. Песчаники кварцевые, олигомиктовые, светлосерые и розоватые. Мощность	30 м
S ₂	2. Красноцветные и пестроцветные аргиллиты и алевролиты. Мощность	60 м
D ₁ —D ₂	3. Кварцевые песчаники, сходные с нижелжащими, но значительно более грубые, с горизонтом конгломератов в основании. Мощность	80 м

Разрез Яман-тау изучен еще недостаточно и какая-либо палеонтологическая характеристика для него отсутствует. На основании сопоставления с соседними районами толщу кварцевых песчаников слоя 1 можно отнести к карадокскому ярусу ордовика, а пестроцветные аргиллиты слоя 2 считать силуром.

Гораздо более ясным представляется в настоящее время разрез ордовичских и силурийских отложений у дер. Максютово по р. Белой.

На ашинской свите здесь залегают:

S ₁	1. Плотные, мелкозернистые, в нижней части толщи полосчатые кварцевые песчаники с незначительным по мощности базальным конгломератом в основании. В песчаниках содержатся: <i>Platystrophia</i> sp., <i>Camarotoechia</i> cf. <i>orientalis</i> Bass., <i>C. blochini</i> Lesn., <i>C. tenera</i> Lesn., <i>C. llandoveriana</i> Dav., <i>Porambonites</i> sp., трилобиты (<i>Lichas</i> sp.) и цистодиен. Мощность	18 м
S ₁	2. Песчаники рыхлые, слабо сцементированные, с глинистыми линзами. Мощность	10 м
S ₂	3. Доломиты светлые, крупнозернистые, песчаниковидные. Мощность	7 м
S ₂	4. Доломиты темносерые, плотные. Мощность	2 м
S ₂	5. Темносерые песчаные сланцы с <i>Monograptus priodon</i> Barr., <i>M. halli</i> Barr., <i>M. acus</i> Larw., <i>M. hyperboreus</i> Tschern., <i>M. praedubius</i> Bouch., <i>M. aduncus</i> Bouch. (определения В. Н. Павлинова). Мощность	1.5 м
S ₂	6. Плотные тонкослойные доломиты. Мощность	12 м
S ₂	7. Тонкозернистые желтовато-серые кварцевые песчаники. Мощность	15 м

В приведенном разрезе у сел. Максютова отчетливо устанавливается присутствие толщи песчаников, прослеживающейся в пределах Башкирского антиклинария. Комплекс брахиопод, содержащихся в них, свидетельствует о принадлежности вмещающих слоев к верхам ордовика, повидимому к карадокскому ярусу.¹ Вышележащая толща доломитов и сланцев с граптолитами должна быть отнесена к нижней половине силура. По заключению В. Н. Павлинова, определившего граптолиты сл. 5, *Monograptus priodon* Barr. и сопутствующие ему виды характеризуют переходные слои от тараннона к уинлоку. Лудловским отложениям в максютовском разрезе могут соответствовать доломиты или песчаники, которыми заканчивается приведенный разрез.

К северо-западу от Максютова, вдоль западного склона Урала, ордовичские и силурийские отложения, имеющие ничтожную мощность, в большинстве районов оказались уничтоженными в преддевонское время. Обычно здесь трансгрессивно на ашинской свите залегают жерновые кварцевые песчаники такатинской свиты девона.

Нижний и средний девон

Отложения нижнего и среднего девона, так же как и подстилающие силурийские образования, представлены различными фациальными типами.

¹ Это определение возраста песчаников является до известной степени условным, так как почти все встреченные в них ископаемые относятся к новым видам.

В области южного погружения антиклинория Урал-тау большое развитие в нижнем и среднем девоне приобретают вулканогенные толщи. Наиболее четкие и детально изученные разрезы относятся к южной части Сакмарского поднятия и расположены в бассейне р. Урала и более южных районах за пределами рассматриваемой площади. Здесь, по данным Н. П. Хераскова, на основных эффузивах и туфах силурийского возраста располагаются следующие свиты, которые не являются, однако, возрастными комплексами и могут замещать друг друга по простиранию:

1. Порфиритовая свита, состоящая из переслаивания основных и кислых порфиров, туфов, глинистых сланцев, мелкозернистых и грубозернистых песчаников, конгломератов. На востоке преобладают основные эффузивы. Отделение этой толщи от вулканогенных пород силура не всегда может быть проведено достаточно четко. Коблендский возраст этих пород вытекает из сопоставления с разрезами Актобинской области, где среди пород порфиритовой свиты присутствуют линзы известняков с брахиоподами.
2. Балкатская свита состоит из тонко- и среднезернистых кремнистых сланцев разнообразной окраски. Преобладают темные цвета: мутнозеленые, пепельно-серые и черные. Реже встречаются желтоватые, розовые и сургучные яшмы. По правобережью р. Кос-Иstek толща лежит с угловым несогласием на силурийских отложениях. В основании ее присутствуют брекчии, состоящие из обломков кремнистых сланцев. В линзах известняков, встречающихся среди кремнистых сланцев, присутствуют брахиоподы, свидетельствующие о коблендском возрасте вмещающих отложений. Среди них следует упомянуть: *Gipydula acutolobata* Sandb., *Karpinskya conjugula* Tschern., *K. fedorovi* Tschern., *Atrypa arimaspus* Eichw., *Atr. aolinensis* Vern., *Atr. sublepidula* Vern.
Общая мощность свиты равна 200—300 м
3. Альбитофировая свита представлена светлыми и желтоватыми кварцевыми альбитофирами. Реже встречаются темные, серо-зеленые альбитофиры с включениями кварцевых зерен, а также яркозеленые туфы. Альбитофировая свита располагается на различных горизонтах подстилающих отложений. Видимая ее мощность равна 100—150 м
4. Ильчибекская свита состоит из разнообразных кремнистых сланцев темносерого и желтоватого цвета. Толща эта, вероятно, с разрывом лежит на подстилающих образованиях. На юге, за пределами рассматриваемой площади по р. Чанчар, Н. И. Леоненко обнаружила среди кремнистых сланцев ильчибекской свиты линзу известняка с брахиоподами эйфельского яруса среднего девона (*Atrypa arimaspus* Eichw., *Atr. reticularis* Linne, *Atr. munieri* Grunew., *Spirifer superbus* Eichw.). Общая мощность ильчибекской свиты равна . . 100—200 м

Последние данные Н. П. Хераскова позволяют считать, что в рассматриваемой области существует единая толща кремнистых сланцев нижнего и среднего девона. Она была выделена под именем балкатской свиты там, где в ней были встречены нижнедевонские окаменелости, и названа ильчибекской свитой в тех местах, где найдены остатки среднедевонской фауны, относящейся, повидимому, к верхней части кремнистой толщи.

По простиранию кремнистые сланцы нижнего и среднего девона замещаются вулканогенными образованиями (порфиритами, альбитофирами). В тех разрезах, где это замещение происходит частично, получается впечатление, что кремнистые и вулканогенные породы являются обособленными свитами.

В северной части Сакмарского поднятия, в бассейне р. Сакмары, по В. Н. Павлинову (1937, 1947), эффузивная толща нижнего девона пред-

ставлена шаровыми лавами (спилитами), диабазовыми порфиритами различной зернистости и конгломератовыми туфами диабазовых пород. В верхней части покровов диабазовых пород залегают светлые бескварцевые и кварцевые альбитофиры. Мощность эффузивов значительна, порядка 500 м. Покровы диабазов тесно связаны с кремнистыми сланцами и яшмами с радиоляриями и в одних случаях подстилаются, в других покрываются ими.

На силурийских отложениях эффузивный комплекс залегает несогласно.

На юге по р. Кураган и восточнее покровы диабазов достигают нескольких сот метров мощности. К северу, у дер. Бискужа, диабазовый покров между пластами яшм уменьшается в мощности до 50—60 м. Наконец, еще севернее, по рекам Узала и Увазям, эффузивный комплекс отсутствует, и нижнедевонские отложения представлены главным образом кремнистыми и яшмовидными породами. В нижней своей части яшмовая толща складывается брекчиевидными передробленными кусковатыми яшмами светлых и темных тонов. За ними следуют зеленые и темносерые дымчатые яшмы, и наконец, яшмы светложелтых, сиреневых, голубоватых и зеленоватых тонов. В яшмах бутылочно-зеленого цвета присутствует большое количество радиолярий.

Возраст рассматриваемых отложений на основании сопоставления с палеонтологически доказанными толщами в бассейне р. Урала определяется как нижнедевонский и отчасти среднедевонский.

В пределах Сакмарского поднятия широкое развитие имеют интрузии ультраосновных пород серпентинизированных гипербазитов, габбро-диоритов и диоритов. Наиболее широко распространены серпентиниты, образующие массивы среди отложений ордовика, силура, нижнего и среднего девона. В некоторых случаях они образуют межформационные интрузии, близкие по форме к факолитам.

Возраст ультраосновных пород считают доверхнедевонским, исходя из того, что отложения этого возраста никогда не прорываются интрузивами. Более точно возраст интрузий не доказан. Обычно это событие относят к границе среднего и верхнего девона.

На западном склоне антиклинория Урал-тау, к северу от р. Сакмары, присутствие нижнедевонских отложений установлено Д. Г. Ожигановым в 1941 в окрестностях сел. Н. Усманово. Здесь, среди плитчатых кремнистых сланцев, слагающих верхи бетринской свиты, залегают светло-серые известняки с тонкими линзами кремнисто-глинистых сланцев. Известняки эти образуют пачки до 50 м мощностью и содержат остатки брахиопод, среди которых Д. Г. Ожигановым указываются *Karpinskya conjugula* Tschern., *K. fedorovi* Tschern., *Pentamerus sieberi* Bouc'h., *P. optatus* Wagg., *Atrypa reticularis* Linne, членики морских лилий и т. д. Этот комплекс брахиопод свидетельствует о нижнедевонском возрасте вмещающих отложений. Повидимому, тот же возраст следует приписать и пачке кремнисто-яшмовых пород, которыми венчается разрез бетринской свиты. Мощность нижнего девона, вероятно, не превышает 100 м и обычно не достигает этой цифры.

Присутствие среднего девона по западному склону поднятия Урал-тау не доказано. Здесь отложения среднего девона составляют, повидимому, нижнюю часть песчано-сланцевых пород зилаирской свиты, вместе с которыми они и должны быть рассмотрены.

На южных склонах массива Крака бетринская свита, относимая Д. Г. Ожигановым к силуру и нижнему девону, сильно сокращается в мощности и представлена в верхней своей части филлитовыми сланцами и песчаниками. Присутствие кремнистых сланцев и яшм, которые можно было бы сопоставить с яшмами Сакмарской зоны, здесь не отмечается.

Из имеющихся данных можно сделать вывод о том, что у южной оконечности массива Крака нижнедевонские отложения представлены ничтожной по мощности пачкой или совсем отсутствуют.

Восточное крыло Башкирского антиклинария от р. Большой Ик на юге до р. Каги на севере]

В пределах рассматриваемой полосы основная часть отложений нижнего и среднего девона представлена массивными известняками рифового типа, составляющими весьма выдержанную по простираанию толщу. Как к востоку, так и к западу от полосы рифов массивные известняки внезапно сменяются отложениями другого типа. Характер этих переходов будет виден из дальнейшего изложения.

На юге, в бассейне р. Большого Ика, девонские отложения изучались в 1944 г. Я. Я. Вецлером, который в составе нижнего девона выделяет следующие две толщи:

1. Зеленые аргиллиты с прослоями песчаников и небольшими линзами серых и темносерых, иногда зернистых и брекчиевидных известняков с *Sieberella sieberi* Bar., *Karpinskya vagranensis* Khod., *Gypidula optata* Bar., *Sieberella* ex gr. *acutolobata* Sandb., *Atrypa* ex gr. *comata* Bar. Этот комплекс видов, определенный Н. А. Штрейсом, относится к жединскому ярусу нижнего девона.¹ Н. А. Штрейс указывает, что жединские слои на Урале встречаются редко и еще реже бывают они палеонтологически охарактеризованы. Они содержат чрезвычайно интересный комплекс ископаемых, в котором одновременно присутствуют корни верхнесилурийской фауны и новые представители, генетически связанные с типичными фаунами девона. К ним принадлежат *Karpinskya vagranensis* Khod., *Sieberella* ex gr. *acutolobata* Sandb., *Atrypa* ex gr. *comata* Bar. Мощность жединских слоев, вскрывающихся по р. Кос-Елга, равна 80 м
2. Светлые, в верхней части толщи белые, сахаровидные известняки с *Karpinskya conjugula* Tschern., *Gypidula optata* Bar., *Atrypa comata* Bar., *Atr. granulifera* Bar., *Camarotoechia nimpha* var. *pseudolivonica* Bar. и другими видами, свойственными кобленцкому ярусу.

Общая мощность кобленцских известняков 300—450 м

Светлые массивные известняки кобленцкого яруса по левобережью р. Кос-Елги в северной части так называемого «Мурадымовского стола» содержат линзы светлых, желтоватых и розовых кварцевых песчаников мощностью до 30—40 м. Факт этот представляет большой интерес для истолкования возраста жерновых кварцевых песчаников более западных районов.

По левому берегу Большого Ика, выше светлых массивных известняков кобленцкого яруса, залегают более темные неяснослоистые известняки среднего девона, в которых Б. М. Келлером в 1939 г. собраны *Atrypa duboisi* Vern., *Atr. desquamata* Sow., *Pugnax acuminata* Mart., *Stringocephalus* sp., относящиеся, повидимому, к самой верхней части среднедевонской толщи, мощность которой не превышает, очевидно, нескольких десятков метров.

В том же известняковом массиве, по левому берегу р. Большого Ика, Д. Г. Ожигановым встречен более молодой по возрасту комплекс брахио-

¹ Не исключена возможность, что девонские отложения по р. Кос-Елга имеют моноклинальное строение, а не слагают антиклинальную складку, в ядре которой входят аргиллиты с брахиоподами жединского облика. При таком толковании структуры толща аргиллитов располагается среди известняков с *Karpinskya conjugula*. Специфический состав брахиопод сланцевой толщи может быть связан с фациальными особенностями этих отложений. Общая мощность нижнего девона будет достигать в этом случае 800—900 м.

под, в составе которого присутствуют *Hypothyridina cuboides* Sow., *Pentamerus brevirostris* Phill., *P. biplicatus* Schnurr., *Spirifer coltubanicus* Na l. и другие виды. Указанные брахиоподы свойственны нижней части франского яруса верхнего девона.

Севернее, по р. Малому Ику, девонские отложения, по данным Б. М. Келлера, В. И. Тихонова и Н. А. Штрейса (1945), образуют такую последовательность:

- | | | |
|-----------------------------|---|-------|
| D ₁ ² | 1. Серые и светлосерые толстослойные известняки с <i>Karpinskya conjugata</i> Tschern., <i>K. fedorovi</i> Tschern., <i>Atrypa</i> aff. <i>arimaspus</i> Eichw., <i>Atr. comata</i> Barr., <i>Camarotoechia nimpha</i> var. <i>pseudolivonica</i> Barr., <i>Spirifer togatus</i> Barr. и кораллами: <i>Pseudochonophyllum helianthoides</i> Frech., <i>Pseudoamplexus quadripartites</i> Sogch. | 800 м |
| | Мощность | |
| | 2. Массивные белые сахаровидные известняки с <i>Karpinskya conjugata</i> Tschern., <i>K. fedorovi</i> Tschern., <i>K. gigantea</i> Khod., <i>Camarotoechia nimpha</i> var. <i>pseudolivonica</i> Barr., <i>Atrypa reticularis</i> Linne, <i>Conchidium</i> sp., <i>Conocardium bohemicus</i> и кораллами: <i>Columnaria minor</i> Soshk., <i>Pseudochonophyllum cuneata</i> Soshk. | 480 м |
| | Мощность | |
| D ₂ | 3. Темносерые плотные толстослойные известняки с <i>Atrypa ex gr. aspera</i> Schloth., <i>Camarotoechia</i> cf. <i>nimpha</i> , <i>Gypidula</i> sp., а из кораллов <i>Pseudochonophyllum helianthoides</i> Frech. В верхней своей части известняки становятся отчетливо слоистыми, темными и включают большое количество крупных остракод | |

Особенностью приведенного разреза Малого Ика являются отсутствие жединских отложений и резко увеличенная мощность массивных известняков кобленцкого яруса, превышающая 1200 м. Эта огромная мощность не сравнима с мощностью тех же слоев в соседних районах, не превышающей обычно 300—500 м. Цифра мощности кобленцких известняков Малого Ика, повидимому, соответствует действительности, ибо известняки нижнего девона прекрасно обнажены и обладают отчетливой слоистостью, однообразно наклонены на восток под углом 45—50°. Следует полагать, что местное увеличение мощности кобленцких известняков в рассмотренном разрезе связано с рифовой их природой.

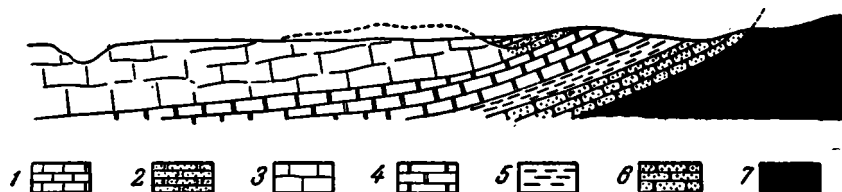
Покрываются нижедевонские отложения более темными и в верхней части отчетливо слоистыми известняками среднего девона, недостаточно подробно изученными для того, чтобы составить представление об их стратиграфии. Приведенные для слоя 3 окаменелости не дают определенных указаний о возрасте известняков; в восточной полосе распространения среднедевонских отложений в слоях, занимающих примерно то же стратиграфическое положение, встречена *Sieberella acutolobata* Sandb. — форма, встречающаяся в верхах кобленцкого яруса, но особенно широко распространенная в эйфельских отложениях. Следует также учесть, что темные слоистые известняки с крупными остракодами в среднедевонских отложениях Башкирии представляют собой один из наиболее выдержанных маркирующих горизонтов. Возраст остракодовых известняков в последнее время Д. В. Наливкиным, Е. Д. Сошкиной, А. П. Тяжевой и другими исследователями определяется как самые низы живетского яруса. Таким образом, нижнюю часть известняков слоя 3 разреза Малого Ика мы с большой вероятностью можем отнести к эйфельским отложениям.

Полоса отложений среднего девона по р. Малому Ику ограничена с востока разломом, за которым снова выступают светлые сахаровидные известняки нижедевонского типа, однообразно наклоненные на восток

и покрывающиеся отложениями среднего и верхнего девона. Общая мощность этих отложений равна примерно 300 м, причем основная масса известняков принадлежит среднему девону. Палеонтологические сборы, произведенные в разное время в крайней восточной части полосы распространения «герцинских известняков», дали противоречивые результаты.

В 1932 г. Б. А. Чухиным в этих слоях были собраны: *Pentamerus biplacatus* Schnurr., *P. ex gr. galeatus* Dalm., *Rhynchonella cf. subcordiformis* Schnurr., *Spirifer undiferus* Roem., *Stringocephalus burtini* Defr. (опред. Д. В. Наливкина).

В 1939 г. Б. М. Келлером в тех же слоях встречены: *Atrypa desquamata* Sow., *Atr. duboisi* Vern., *Atr. ex gr. uralica* Nal., *Sieberella ex gr. acutolobata* Sandb., *Athyris* sp., *Pentamerus* sp. (опред. В. Н. Крестовникова).



Фиг. 2. Схема перехода рифовых известняков нижнего и среднего девона в песчаники такатинской свиты по правому берегу р. Аувашилы.

1 — известняки с остракодами, живетский ярус среднего девона; 2 — песчаники такатинской свиты, эйфельский ярус и нижний девон; 3 — массивные известняки нижнего и среднего девона; 4 — доломиты силура; 5 — сланцы силура; 6 — карадонские песчаники ордовика; 7 — отложения донембрия.

Наконец, на том же холме, где в 1932 и 1939 гг. были найдены виды, свойственные верхам среднего девона, В. И. Тихоновым в 1944 г. собраны: *Hypothyridina cuboides* Sow., *Gypidula aff. biplicata* Schnurr., *Stropheodonta aff. interstitialis*, *Schizophoria aff. ivanovi* Tschern., *Adolphia aff. multiphida* Scoupr., *Atrypa aff. bifidaeformis* Tschern., *Atrypa tenuicostata* Ven. (опред. Д. В. Наливкина), т. е. комплекс видов, характерный для низов франского яруса верхнего девона.

На основании приведенных списков можно полагать, что известняковая толща по Малому Ику заканчивается пачкой известняков франского яруса, мощность которых не превышает нескольких метров. Установить это положение можно лишь в результате более детальных стратиграфических исследований.

К северу от Малого Ика известняки среднего и нижнего девона протягиваются непрерывной полосой. Они вскрываются по р. Игризле и далее тянутся вдоль долины р. Белой, по берегам которой известняки с *Karpinskya conjugula* образуют живописные обрывы.

По правобережным притокам р. Белой, Ямашле и Аувашле массивные известняки нижнего девона замещаются толщей песчаников с растительными остатками (такатинской свитой), на которых располагаются темные остракодовые известняки нижней части живетского яруса. Стратиграфия ниже- и среднедевонских отложений этого типа будет нами рассмотрена ниже; здесь важно подчеркнуть, что резкий фациальный переход жерновых кварцевых песчаников в массивные органогенные известняки можно объяснить лишь рифовой природой последних. Соотношения, которые при этом наблюдаются, изображены на фиг. 2. Таким образом, по рр. Ямашле и Аувашле можно наблюдать непосредственный переход

массивных известняков нижнего девона и низов среднего девона в разновозрастную им песчаную толщу. При этом устанавливается резкое сокращение мощности от 500—700 м для известняковой фации до 100—150 м для песчаников, т. е. более чем в три раза.

В северной части рассматриваемой полосы, по данным Д. Г. Ожиганова (1941), среднедевонские отложения изменяют свой состав и представлены, наряду с чистыми известняками, толстослоистыми, прочными доломитизированными известняками и доломитами с содержанием MgO от 9 до 22%. Палеонтологические остатки в отложениях указанного типа сравнительно редки. Мощность их 250—300 м.

Карбонатная толща нижнего девона покрывается горизонтом кварцевых, аркозовых песчаников и глинистых сланцев с ядрами пластинчатожаберных и растительными остатками плохой сохранности. Мощность песчано-глинистой пачки колеблется от 10 до 30 м.

На песчаниках располагается толща среднедевонских известняков, в которой Д. Г. Ожигановым выделяются две пачки:

1. Темносерые и черные, сравнительно чистые известняки с *Leperditia barbotana*, *Atrypa reticularis* L., *Favosites* sp., кораллами и криноидеями.
2. Темносерые и светлосерые известняки с прослоями кварцитовидных и кварцевых песчаников. В этой толще встречены *Strigoccephalus burtini* Defr., *Atrypa desquamata* Sow., амфипоры, кораллы.

Рассмотрение приведенного разреза дает возможность предполагать, что верхняя палеонтологически охарактеризованная толща среднего девона относится к живетскому ярусу. Нижняя толща с *Leperditia barbotana* представляет собой остракодовый горизонт среднего девона, с удивительным постоянством прослеживающийся вдоль всего западного склона Башкирского Урала. Если остракодовые известняки соответствуют, самым низам живетского яруса, то пачку кварцевых песчаников и сланцев, подстилающую остракодовые известняки, мы с большой долей вероятности можем отнести к эйфельскому ярусу. В этом случае общая мощность отложений среднего девона в рассматриваемом районе будет равна 220—250 м.

По левобережью р. Белой, у юго-западного окончания массива Крака, и в нижней части течения р. Каги, по данным Д. Г. Ожиганова карбонатная толща нижнего и среднего девона, мощностью до 500 м, слагает западное крыло синклинали, выполненной терригенной толщей зилаирской свиты верхнего девона. В 1—1.5 км на восточном крыле той же синклинали известняки нижнего и среднего девона отсутствуют, и зилаирская свита налегает на сланцы и песчаники бетринской свиты, лишь самая верхняя часть которой может быть сопоставлена с известняками нижнего и среднего девона западного крыла синклинали (фиг. 1).

Таким образом, пятисотметровая толща известняков на протяжении 1 км переходит в ничтожную по мощности сланцевую пачку (до 50 м?), а может быть, выклинивается нацело.

Резкое выклинивание и фациальный переход массивных известняков к востоку при необычайной выдержанности по простиранию вполне согласуется с рифовой их природой, которая была нами установлена при рассмотрении западной границы известняковой полосы.

Резкое уменьшение мощности и быстрые фациальные переходы нижне- и среднедевонских известняков как к западу (Аувашла), так и к востоку (рр. Кага, Белая) свидетельствуют о том, что рассматриваемые известняки образуют узкую полосу, шириною не более 5 км, выдержанную по простиранию на протяжении 50—60 км, и представляют образования, напоми-

нающие типичные барьерные рифы. Мощности нижнего и среднего девона в пределах полосы карбонатных пород резко изменяются по простиранию от 1200 м по р. Малому Ику до 500 м в более северных районах, но во много раз превышают мощности синхроничных пород, примыкающих к рифовому массиву с запада и с востока. Так, для западной фации (разрез Аувашлы) мощность нижне- и среднедевонских пород равна 175—200 м, т. е. уменьшается в 2.5—3 раза. Для восточной фации она уменьшается до 50 м, т. е. в 10 раз.

Южное погружение структур Башкирского антиклинория

В области южного погружения структур Башкирского антиклинория отложения нижнего и среднего девона построены существенно иначе, чем в рассмотренных ранее областях. Наиболее полно палеонтологически охарактеризованные разрезы рассматриваемого типа вскрываются по правобережным притокам р. Белой — Ямашле, Аувашле. Здесь на толще доломитов с брахиоподами верхнего силура залегают:

1. Такатинская свита. Песчаники кварцевые средние и грубозернистые, тонкослоистые, желтовато-серые. А. А. Блохин (1947) указывает на присутствие в рассматриваемой толще песчаников на правом берегу р. Белой против хутора Куламат, *Arthrodira* sp., *Lingula punctata* и остатков растений, определенных А. Н. Криштофовичем как *Hostimella hostimensis* P. et B. Указанные формы могут присутствовать в среднем девоне и в верхах нижнего девона. На основании этих находок и стратиграфического положения толщи возраст песчаников устанавливается в пределах коблендского яруса нижнего и зйфельского яруса среднего девона. Мощность песчаников такатинской свиты по р. Аувашле равна 80—100 м
2. Зеленоватые слоистые аргиллиты с тонкими прослоями кварцевых песчаников. Мощность 5—10 м
3. Известняки темносерые, местами почти черные, слоистые, переполненные остракодами (*Leperditia* sp.?). Изредка в известняках попадаются пелециподы. Мощность по р. Аувашле . . 50—75 м

Все указанные толщи наклонены на юг ($175^\circ \angle 25^\circ$) и вниз по падению сменяются светлыми массивными известняками с *Karpinskya conjugula* Т с с h e г н. Изучение геологического строения правобережья р. Белой показывает, что резкая фациальная смена песчаников массивными известняками не связана с существованием надвигов, в результате которых приведены в соприкосновение разрезы двух различных фациальных типов. Смена фаций в рассматриваемом случае осуществляется при общем моноклинальном залегании слоев, наклоненных на юг под углом $15—25^\circ$ и тянущихся по простиранию на 10—15 км. Наблюдаемые соотношения могут объясняться резким фациальным переходом песчаников в массивные рифовые известняки, так, как это изображено на фиг. 2.

В 5 км к востоку от разреза р. Аувашлы по правобережью р. Белой, у хутора Куламат, моноклинальное залегание нижне- и среднедевонских пород осложняется небольшими складками, наклоненными на северо-запад. Здесь разрез среднего девона наиболее полон. Выше слоистых известняков с остракодами располагается толща мергелей и известняков с крупными *Strophcodonta uralensis* Vern. Строение этой мергельно-известняковой толщи до конца осталось нерасшифрованным. По правому берегу р. Белой, ниже хутора Куламат, темносерые мергели и аргиллиты с прослоями известняков до 0.5—1.0 м толщины залегают с падением $100^\circ \angle 80^\circ$ и пересекаются двумя грядами массивных темных известняков, залегающих вертикально и протягивающихся в СЗ направлении — $330—360^\circ$. Ширина гряд около 5—8 м. В краевой части известняковых гряд известняки сохраняют слоистость и заключают кое-где «хвосты» мергельных линз

выклинивающихся по направлению к внутренней части гряды. Указанные соотношения можно, повидимому, объяснить существованием во время отложения мергельной толщи возвышенных гряд, на которых происходило образование известняков с *Stropheodonta uralensis* Vern.

В более западных структурах Башкирского антиклинория общий характер строения ниже- и среднедевонских отложений сохраняется тот же. Так, в разрезах правого берега р. Белой у сел. Максютова, на доломитах и граптолитовых сланцах силура залегают:

- | | |
|--|---------|
| 1. Такатинская свита. Плотные толстослоистые грубо-зернистые кварцевые песчаники с подчиненными прослоями мелкогалечных конгломератов. В песчаниках отчетливая косая слоистость типа временных потоков. Мощность | 140 м |
| 2. Песчанистые глины и песчаники с <i>Hostimella hostimensis</i> P. et B. Мощность | 3.6 м |
| 3. Светлые коричневые глинистые известняки, чередующиеся с песчаниками. Мощность | 5 м |
| 4. Темные слоистые известняки с остракодами | 25—30 м |
| 5. Кварцевые песчаники | 3 м |
| 6. Известняки темносерые, слоистые. В верхней части известняковой толщи, слагающей гору Урта-Туга, многочисленные кораллы. Видимая мощность | 40—50 м |

В этом разрезе девонские отложения также начинаются толщей песчаников, которая в более северных районах Башкирии получила название такатинской свиты. Как и в разрезе Аувашлы, жерновые песчаники покрываются небольшой по мощности глинисто-песчаной пачкой, которая далее постепенно переходит в остракодовые известняки, относящиеся, повидимому, к самым низам живецкого яруса. Важно отметить, что в нижней части известняковой толщи среднего девона присутствует небольшая по мощности пачка кварцевых песчаников, хорошо выдерживающаяся также в более западных разрезах по р. Белой. Мощность этой пачки непостоянна, но не превышает 10—12 м. Общая мощность известняковой толщи среднего девона в окрестностях Максютова точно не установлена, но, повидимому, не превышает 90—100 м.

Более западные разрезы девона по р. Белой и Нугушу изучались в 1945 г. А. К. Крыловой, которой известняковая толща, покрывающая кварцевые песчаники такатинской свиты, была подразделена на 1) известняки с остракодами, 2) известняки с *Pentamerus baschkiricus* T s c h e r n., 3) известняки с *Stringocephalus burtini* D e f t. Общая мощность среднедевонской известняковой толщи не превышает 70—80 м.

В более южных районах на погружении антиклинали Яман-тау и в поле выходов девонских отложений у хутора Сюрень разрезы среднего девона построены по тому же типу, что и у сел. Максютова.

У хутора Сюрень на такатинских песчаниках залегают толща мергелей с крупными массивами известняков, построенная, повидимому, по тому же типу, что и у хутора Кулатат. В одном из таких массивов были встречены кораллы, определенные К. Д. Сошкиной как *Uralophyllum unicum* S o s h k. Форма эта свойственна эйфельскому ярусу. Повидимому, мергельно-известняковая толща хут. Сюрень фациально замещает здесь остракодовые известняки. Выше рассматриваемых отложений располагаются толстослоистые известняки с *Pentamerus baschkiricus* T s c h e r n. Детали стратиграфии среднего девона и мощность отдельных горизонтов у хутора Сюрень не выяснены из-за сложной тектоники этой площади.

Одним из наиболее постоянных горизонтов Башкирского антиклинория являются жерновые кварцевые песчаники такатинской свиты, представляющие собой базальную пачку девонского цикла седиментации. Песчаники эти располагаются под остракодовыми известняками, отно-

сящими к самым низам живетского яруса. С этими известняками песчаники связаны постепенными переходами. Повидимому, верхняя часть их относится к эйфельскому ярусу. Об этом же свидетельствует нахождение в песчаниках по р. Белой у хут. Кулават среднедевонских *Arthrodira* sp. и *Lingula punctata*, а также растительных остатков (Блохин, 1947).

Нижняя часть песчаной толщи, повидимому, относится еще к кобленцкому ярусу. При описании рифовой полосы девона в бассейне р. Большого Ика мы видели, что здесь среди массивных известняков с *Karpinskya conjugula* присутствуют линзы кварцевых песчаников, сходных с песчаниками такатинской свиты. Кроме того, начало девонской трансгрессии в этой полосе относится к кобленцкому ярусу. Следует полагать, что нижняя часть трансгрессивно залегающей серии Башкирского антиклинария также относится к кобленцкому ярусу.

Мощность такатинских песчаников закономерно уменьшается с юго-востока на северо-запад. В окрестностях Максютова она равна 140 м, в антиклиналии Яман-Тау — 80—90 м, по данным Э. А. Фальковой в бассейне р. Нугуша уменьшается до 50—60 м и, наконец, на севере, за пределами рассматриваемой площади, по данным А. П. Тяжевой, не превышает 20—30 м.

Верхний девон

Верхнедевонские отложения Зилаирского синклинария входят в состав зилаирской свиты, выделенной здесь Л. С. Либровичем (1932) при маршрутных исследованиях в 1929 г.

Своеобразие этих отложений позволяет рассматривать их как особый генетический комплекс, который назван Н. Б. Вассоевичем аспидной формацией. Подробная характеристика его будет дана во второй части работы.

В результате последних работ Д. Г. Ожиганова, Я. Я. Вецлера, Б. М. Келлера, В. Г. Егорова и В. А. Ивановой зилаирский комплекс в верховьях Большого Ика и Сюрана был расчленен на пять свит. Из них три нижние свиты принадлежат к девонским отложениям. Две верхние свиты относятся к турнейскому ярусу каменноугольной системы. Последовательность терригенных свит верхнего девона устанавливается такая:

1. Я у м б а е в с к а я с в и т а. В основании зилаирского комплекса, вблизи подножия Урал-тау, располагается толща зеленовато-серых слюдястых песчаных аргиллитов с подчиненными прослоями мелкозернистых песчаников. Эта преимущественно глинистая толща, впервые выделенная Д. Г. Ожигановым (1941), названа им яумбаевской свитой.

В северной части Зилаирского синклинария к яумбаевской свите приурочены месторождения кровельных сланцев, которые обычно появляются в тех участках, где сланцеватость тонкозернистых аргиллитов совпадает с их слоистостью.

По р. Кайнуу у дер. Яумбаевой, вблизи перидотитового массива Южного Крака, по данным Д. Г. Ожиганова (1941), нижняя часть яумбаевской свиты представлена зеленоватыми тонкозернистыми сланцами, близкими к туфогенным сланцам. Песчаники среди этих пород занимают подчиненное положение. В этой нижней пачке, 50 м мощностью, был найден трилобит, относящийся к роду *Phacops*. Выше, среди сланцев, в значительном количестве появляются прослои песчаников и наряду с ними линзовидные прослои окремнелых и местами перекристаллизованных известняков с брахиоподами. Среди них присутствуют: *Atrypa uralica* N a l., *Atr. magnifica* N a l., *Atr. micans* B o u c h., *Hypothyridina cuboides* S o w., *Pentamerus biplicatus* S c h n u r r., *Spirifer tenticulum* V e r n., *Sp. koltubanicus* N a l., *Sp. multiphridus* D e f r. и другие виды, свойственные франскому ярусу верхнего девона.

Нахождение указанных брахиопод свидетельствует о принадлежности верхней части яумбаевской свиты к франскому ярусу верхнего девона. Нижний возрастной предел рассматриваемой свиты не известен. Яумбаевская свита подстилается нижедевонскими отложениями, в нижней ее части палеонтологические остатки отсутствуют. Д. Г. Ожиганов относит яумбаевскую свиту к среднему и низам верхнего девона. Весьма уместно было бы предположение о франском возрасте яумбаевской свиты и трансгрессивном залегании ее на более древних отложениях. Как одно, так и другое предположение не доказаны.

Вдоль западного крыла Зилаирской синклинали к отложениям франского яруса относятся самые верхние горизонты массивных известняков, характеристика которых была дана при описании ниже- и среднедевонских отложений. В кровле известняковых массивов Л. С. Либровичем (1932) и Д. Г. Ожигановым (1941) были собраны брахиоподы, среди которых присутствуют: *Hypothyridina cuboides* Sow., *Spirifer undiferus* Roem., *Sp. koltubanicus* Nal., *Pentamerus brevirostris* Phill., *Atrypa reticularis* Linp., *Atr. uralica* Nal. и другие виды, свойственные франскому ярусу верхнего девона.

В бассейне р. Белой непосредственно на этих известняках располагаются сланцы яумбаевской свиты¹. Та же толща может быть выделена и южнее по рр. Малому и Большому Ику. Здесь, наряду со сланцами «зилаирского типа», широким распространением пользуются кремне-аргиллиты и плитчатые яшмовидные силициты. По р. Большому Ику эти отложения выведены в сводовой части небольшой антиклинальной складочки. На ее крыльях, в верхней части толщи кремнистых пород и сланцев, залегают крупные линзы светлых известняков до 50 м мощностью в *Hypothyridina cuboides* Sow. и сопутствующими ей видами.

Мощность яумбаевской свиты равна 150—200 м, но в некоторых случаях возрастает до 300—400 м (разрезы верховьев Большого Ика).

2. Асташская свита. Выше сланцев яумбаевской свиты располагается толща, состоящая из чередования песчаников и сланцев, весьма типичная для аспидной формации, подробное описание которой дано во второй части работы. Песчаники в рассматриваемой толще образуют прослои от нескольких сантиметров до 3—5 м мощностью и представлены рядом разновидностей. Встречаются как мелкозернистые, так и среднезернистые разновидности; реже присутствуют грубозернистые породы, переходящие в мелкогалечный конгломерат. Во многих случаях в песчаных прослоях наблюдается ритмичное распределение обломочных зерен с грубозернистым материалом в нижней части пласта и постепенным уменьшением кверху размера обломочных зерен. Многие песчаные прослои косослоисты. Преобладает диагональная слоистость, иногда очень отчетливая, с резким срезанием круто наклоненных слоечков, иногда расплывчатая в виде удлиненных линзовидных прослоев. Во многих случаях среди песчаников наблюдаются многочисленные шаровидные и эллипсоидальные стяжения.

Почти повсеместно песчаники асташской свиты характеризуются присутствием глинистого цемента, в котором заключены слабо окатанные зерна кварца, альбита, серицита, хлорита, кальцита, обломки кремнистых сланцев и в меньшем количестве зерна эпидота, сфена, рутила, рудных минералов, глауконита, ортоклаза, биотита, окислов железа и эффузивных пород (Либрович, 1932). Вблизи массива Крака в большом количестве присутствуют обломки диабазов, габбро-диабазов, порфиров, альбитофиров, разнообразных туфов, плагиогранитов, гранит-

¹ Д. Г. Ожигановым эта пачка сланцев названа темировской свитой.

порфи́ров, жильного кварца, филлитов, а в некоторых случаях серпентинитов и хромита (Ожиганов, 1941). Некоторые разности песчаников туфогенны. Туфовый материал представлен в них пепловыми частицами.

По прости́ранию пласты песчаника не выдерживаются на сколь угодно значительном протяжении и быстро выклиниваются, замещаясь аргиллитами.

Сланцы асташской свиты занимают среди песчаников подчиненное положение, или чередуются с ними, составляя приблизительно равные по мощности прослои. Цвет этих пород темный, иногда зеленовато-серый. Некоторые разности обогащены песчаным материалом и содержат значительное количество растительных остатков.

Изредка среди песчано-глинистых пород асташской свиты присутствуют прослои известняков, особенно многочисленные в верхней части толщи. Известняки эти обычно достигают мощности 1,5—2 м, как исключение — 6—8 м (р. Кош-Елга). В нижней своей части эти прослои представлены светлыми сланцеватыми известняками с неясной слоистостью; верхняя часть пласта образована темными глинистыми разностями. По прости́ранию известняковые пачки могут быть прослежены иногда на несколько километров. Палеонтологические остатки в них не обнаружены.

Среди отложений асташской свиты в большом количестве присутствуют растительные остатки. На юге в бассейне р. Кии за пределами рассматриваемой площади к отложениям этой свиты относится, вероятно, песчано-глинистая толща зилаирской свиты, в которой А. Л. Яниным (1932) был обнаружен *Manticoceras intumescens* Вегг. Эти данные, а также стратиграфическое положение асташской свиты, повсеместно залегающей на яумбаевской свите франского яруса и покрывающейся глинистой толщей фаменского яруса, свидетельствуют о франском возрасте этих образований. Общая мощность асташской свиты изменчива. В среднем она равна 1400 м.

3. А в а ш л и н с к а я с в и т а. Выше асташской свиты располагается очень близкая по составу толща. Песчаники и сланцы, слагающие ее, весьма незначительно отличаются от пород подстилающей свиты, однако соотношение их существенно иное. Авашлинская свита слагается преимущественно сланцами, и песчаники занимают в ней подчиненное положение. Они образуют либо разрозненные пласты в мощной глинистой толще, либо отдельные пачки в 15—20 м мощностью, весьма невыдержанные и быстро выклинивающиеся по прости́ранию.

Глинистые сланцы (аргиллиты) авашлинской свиты обычно песчанисты и иногда обладают отчетливой диагональной слоистостью (верховья р. Иньяк). Они обычно окрашены в зеленовато-серый цвет, но в пределах западной полосы в бассейне р. Иньяка и Сюрана присутствуют кирпично-красные и пестрые сланцы. Близкое сходство с породами подстилающей свиты дополняется наличием известняков до 3—5 м мощностью.

Лучше всего выделяется авашлинская свита на крыльях сложной асташской антиклина́ли, где мощность ее достигает 1000 м. В более восточной полосе, на восточном крыле Кувалатской синклина́ли, присутствие авашлинской свиты устанавливается не так отчетливо.

Так же как и в подстилающей толще, среди авашлинской свиты присутствуют прослои известняка, обычно лишённые окаменелостей. Особенно многочисленны такие прослои мощностью до 2—5 м в бассейне р. Большого Ика. Линзы и прослои карбонатных пород, но значительно меньшей мощности, имеются и в более южных районах. В бассейне р. Куруила в одном из таких прослоев А. П. Тяжевой были обнаружены *Liorhynchus baschkiricus* Тschern. и *Cyrtospirifer* sp. Нахождение этих

видов дает возможность относить сланцевую толщу авашлинской свиты к фаменскому ярусу верхнего девона.

Кроме этих окаменелостей в авашлинской свите встречается большое количество растительных остатков. Повидимому, к рассматриваемой толще относятся сборы Л. С. Либровича; А. Н. Криштофович, определявший коллекцию Л. С. Либровича, установил присутствие в ней *Sphenophyllum subtennerrimum* Nath., *Pteridorhachis* sp., *Archaeosigillaria primaeva* White, *Bothrodendron kiltorkense* Haughton., *Lepidodendron* sp., *Sporangiophorites clavatus* K r i s c h t. Нахождение этих видов впервые дало возможность прочно обосновать верхнедевонский возраст вмещающих отложений.

Общая мощность терригенной толщи верхнего девона в бассейне рр. Ика и Сюрана достигает 2800 м. В северной части Зилаирского синклинория мощность значительно уменьшается. Судя по данным В. Н. Павлинова и В. Е. Руженцева, такое же уменьшение мощности терригенных образований верхнего девона происходит и на юге при приближении к Сакмарскому поднятию. К югу от р. Сакмары отложения верхнего девона протягиваются узкой полосой, не превышающей по ширине 1—2 км. Отчасти это сужение полосы зилаирских пород связано с наличием надвигов по западной окраине Сакмарского поднятия, но в большей степени зависит от естественного соотношения мощностей.

Менее ясна стратиграфия верхнедевонских отложений, выполняющих обширную Кувалатскую синклиналь, примыкающую к антиклинорию Урал-тау. Здесь песчаники и сланцы асташской свиты покрываются пачкой аргиллитов около 250 м мощностью. Выше следует так называемая текальская толща, состоящая из чередования толстослоистых песчаников и сланцев. Последние на западном крыле Кувалатской синклинали занимают подчиненное положение, но на восточном преобладают либо в равных количествах чередуются с песчаниками. Наряду с указанными отложениями, преимущественно в верхах толщи, присутствуют пачки плитчатых яшмовидных силицитов до 50—100 м мощностью. Обычно кремнистые пачки не выдержаны по простиранию и быстро выклиниваются, замещаясь аргиллитами, но в верховьях р. Сюрана и по р. Бердяш один из таких прослоев был прослежен на 12—15 км по простиранию.

В низах текальской толщи по р. Бердяш у устья р. Текаль был встречен прослой сланцеватого известняка до 4—5 м мощностью, залегающего на конгломератах (6—7 м). В песчано-глинистом цементе этих конгломератов содержатся гальки кварцитов, метаморфических сланцев и известняков с *Thamnophyllum morganse* S o s h k., *Phillipsastrea ibergensis* R o e m. — видами, свойственными франскому ярусу верхнего девона. Вышележащая песчано-сланцевая толща может быть отнесена к фаменскому ярусу верхнего девона.

Мощность текальской толщи огромна и в естественных выходах на западном крыле Кувалатской синклинали по р. Текаль при почти полном отсутствии вторичной складчатости исчисляется в 5000 м. Эта грандиозная мощность свиты, повидимому, связана с косым наложением песчаных пачек при быстром выклинивании отдельных прослоев.

В области южного погружения Башкирского антиклинория отложения верхнего девона представлены известняками. Наиболее южные разрезы этого типа можно наблюдать в поясе выходов девонских отложений в окрестностях хуторов Сюрень и Шигрыш. Эти отложения находятся всего лишь в 5 км к западу от площади распространения терригенных толщ зилаирской свиты верхнего девона и отделены от них Уварским односторонним горстом, в пределах которого выходят массивные известняки нижнего и среднего девона.

Вследствие сложности тектоники Шигрышского поднятия составить здесь детальный разрез верхнего девона не представляется возможным. По имеющимся данным известняки среднего девона сменяются здесь толщей темносерых плитчатых битуминозных известняков с пластовыми линзами черных кремней. Нередко в верхах известняковой толщи встречаются крупные *Atrypa reticularis* Linné, а по р. Малый Ик, у устья р. Пшевель, в известняковом отторженце, образующем горстовое поднятие среди площади распространения терригенных толщ карбона найдены *Manticoceras intumescens* Вег., *Ladogia aolinensis* Вег., *Atrypa reticularis* Linné, указывающие на франский возраст вмещающих отложений. По р. Шигрыш толстоплитчатые известняки франского яруса сменяются более массивными разностями с многочисленными кораллами и редкими атрипами.

Общая мощность верхнедевонских отложений у хутора Шигрыш, вероятно, не превышает 200—250 м.

Западнее, на крыльях антиклинальной структуры Яман-тау (Ямашской), кроме франских известняков, присутствуют палеонтологически охарактеризованные фаменские отложения. По правобережью оврага Яман-тау вдоль дороги, проходящей из сел. Мраково в Суюшево, на рыхлых, слабо сцементированных песчаниках и аргиллитах с линзами известняков предположительно среднедевонского возраста залегают:

D ₃ ¹	Светлосерые неяснослоистые известняки-ракушники, переполненные <i>Schizophoria striatula</i> Schloth., <i>Gypidula globa</i> Schnurr., <i>Hypothyridina cuboides</i> Sow., <i>Pugnax ex gr. acuminata</i> Mart., <i>Spirifer coltubanicus</i> Nal., <i>Cyrtospirifer</i> sp.	90 м
D ₃ ²	Светлосерые зернистые слоистые известняки с <i>Liorhynchus baschkericus</i> Tschern., <i>Cyrtospirifer</i> sp.	40 м
C ₁ ¹	Темные слоистые известняки с конкрециями черных кремней. Встречаются мелкие <i>Chonetes</i> sp.	40 м

Как видно из приведенного разреза, общая мощность верхнедевонских отложений на западном крыле антиклинали Яман-тау не превышает 150 м.

Значительно большую мощность, до 400 м, имеют верхнедевонские отложения восточного крыла складки. В нижней части франского яруса здесь также присутствуют известняки-ракушники с богатой фауной брахиопод. По ручью Биимбат (верховья р. Мелеу) Б. М. Келлером в этих слоях были собраны *Hypothyridina cuboides* Sow., *Cyrtospirifer conoideus* Roemer, *Adolphia multiphida* Sour., *Spirifer coltubanicus* Nal. и другие виды.

Сходное строение имеют верхнедевонские отложения в бассейне рр. Белой и Нугуша, где А. Е. Крыловой удалось расчленить их на ряд drobных палеонтологически охарактеризованных горизонтов. В нижней части франских отложений здесь располагается пачка окремнелых глинистых известняков и мергелей доманика, не превышающая по мощности 40—45 м. Общая мощность верхнего девона по этим разрезам оценивается А. Е. Крыловой в 400 м.

В пределах антиклинория Урал-тау отложения верхнего девона не сохранились, однако можно предполагать, что в южной его части присутствовали кремнистые и известняковые толщи относительно небольшой мощности, резко отличные по своему фациальному типу от терригенных образований Зилаирского синклинория. Обломки темносерых известняков фаменского яруса с многочисленными климениями и пролобитами, снесенные с востока из области антиклинория Урал-тау, залегают в виде

глибких включений среди визейских отложений, выходящих по р. Бискуже, у пос. Тарасовского. Такого же типа отложения развиты и на восточном крыле антиклинория Урал-тау за пределами рассматриваемой площади. По данным Е. В. Воиновой, у пос. Хабарового нижняя часть верхнего девона складывается кремнистыми сланцами и яшмовидными силицитами. Выше их располагаются розовые и желто-серые известняки, переслаивающиеся со светлыми массивными, брекчиевидными известняками с *Prolobites delphinus* S a n d b., *Prionoceras divisum* M ü n s t., *Platyclimena subnautilina* S a n d b. и другими видами. Местами среди известняков встречаются брахиоподовые банки с *Liorhynchus baschkiricus* T s c h e r n. Мощность известняков фаменского яруса, по Е. В. Воиновой, равна 55 м, мощность подстилающей кремнистой толщи, условно относимой к фаменскому ярусу, не превышает 250 м.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в области южного погружения антиклинория Урал-тау кремнистые и известняковые толщи верхнего девона были развиты на широкой площади. Насколько далеко распространялись эти отложения на север, в настоящее время судить трудно. Судя по указанию Д. Г. Ожиганова на присутствие в зилаирском комплексе конгломератов с гальками известняков франского яруса с *Thamnophillum marganse* S o s h k. и *Philipsastrea ibergensis* R o e m. (Бердяш, верховья р. Большого Ика), можно предположить, что полоса известняков и силицитов верхнего девона протягивалась вдоль сводовой части антиклинория Урал-тау по крайней мере до широты Зилаира. Севернее эти породы могли замещаться песчано-глинистыми отложениями зилаирской свиты, выходы которой на восточном и на западном крыле антиклинория Урал-тау могли составить единое целое.

Нижний карбон

В пределах Зилаирского синклинория отложения нижнего карбона подразделяются на ряд свит, которые сохраняют особенности своего строения от Малого Ика на севере до южных границ рассматриваемой площади на юге. К северу от Малого Ика строение нижнекаменноугольных отложений сильно изменяется: здесь исчезают терригенные толщи, развитые в синклинории, и весь разрез складывается известняками, широко развитыми на южном погружении структур Башкирского антиклинория.

Отложения двух типов могут быть сопоставлены друг с другом достаточно четко. Для Зилаирского синклинория в настоящее время можно дать единую стратиграфическую схему, увязав между собою местные подразделения разных районов. Выделенные здесь горизонты имеют в большинстве случаев четкую палеонтологическую характеристику, благодаря чему местная стратиграфия может быть сопоставлена с общепринятой схемой расчленения нижнего карбона. При этом сопоставлении выясняется, что в ряде случаев возрастные границы проходят внутри литологических комплексов, которые выделяются на геологических картах. Поэтому для терригенных толщ Зилаирского синклинория не следует отказываться от местной стратиграфической схемы, применимой в пределах обширного отрезка западного склона Южного Урала.

Нижнекаменноугольные отложения Зилаирского синклинория

В пределах Зилаирского синклинория нижнекаменноугольные отложения тесно связаны с подстилающими верхнедевонскими образованиями. Нижние горизонты карбона входят здесь в состав зилаирского комплекса; выделение их произведено лишь в самое последнее время. Наи-

Система отдел	Ярус	Светлы и горизонты	Мощность в м		Литологический состав	Палеонтологическая характери- стика
Нижний Карбон	Наварский	Удерб- ская	300		Мережи, аргиллиты, песчанистые известняки и песчаники.	<i>Stauffella antiqua</i> Dut <i>Reticuloceras bilingue</i> Salt
		Бугар- чинская	250		Известняки слоистые иногда брекчиевидные Известняки слоистые	<i>Reticuloceras reticu- lum</i> Phill <i>Goniatis fimbriatus</i>
		Иткульская	550		Мережи, аргиллиты, песчаники и известняки с пачками окремненных аргиллитов	<i>Archaeodiscus</i> <i>Endothyra</i> <i>Eostauffella</i>
	Вишеский	Куркуль- ская	300		Кремнистые аргиллиты и силициты	
		Мезитовская	500		Аргиллиты и песчаники	<i>Eostauffella</i> , <i>Endothyra</i> растительные остатки
		Янашин- ская	300		Аргиллиты, окремненные аргиллиты и силициты с прослоями известня- ков.	<i>Endothyra communis</i> Rausser, <i>Productus</i> <i>laevicostus</i> White
	Турийский	Абашинская	1000		Аргиллиты с подчинен- ными прослоями песчаников. Изредка кровельные сланцы.	<i>Liorhynchus</i> <i>baschkiricus</i> Tschern <i>Archaeosigillaria</i> <i>of primaeva</i> White и другие раститель- ные остатки
Верхний Девон	Франский	Астаховская	1400		Песчаники с подчинен- ными прослоями и пачками аргиллитов	<i>Manticoceras</i> <i>intumescens</i> Beyr растительные остатки
		Яурбейская	200		Аргиллиты и кровельные сланцы. Лимзы силици- тов и известняков	<i>Hypothyridina</i> <i>suboides</i> Sow и др.

Фиг. 3. Сводная стратиграфическая колонка верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений Зилаирского синклинория.

более четкая стратиграфическая их последовательность установлена по западной окраине Зилаирского комплекса, где могут быть выделены следующие подразделения, установленные первоначально Б. М. Келлером в 1941 г. по рр. Сюрану и Ускалыку.

1. Ямашлинская свита складывается зеленоватыми, темными, почти черными, невоскипающими аргиллитами, иногда довольно сильно окремнелыми, и желтоватыми или зеленоватыми яшмовидными силицитами. Последние состоят из аморфного, местами слабо раскристаллизованного кремнезема с большим количеством глинистых чешуек и мелко рассеянного карбоната. Песчаные прослои в ямашлинской свите, как правило, не встречаются; характерной ее особенностью является присутствие известняков. Обычно это светлые, зернистые, реже пелитоморфные известняки. Под микроскопом видно, что порода состоит из микрозернистого кальцита с отдельными более крупными зернами. Некоторые разности оказываются довольно сильно окремненными и содержат выделения лучистого халцедона. Зернистые разности известняков связаны с пелитоморфными постепенными переходами, а некоторые прослои обнаруживают ярко выраженную ритмичность, очень сходную с флишевой ритмичностью. Химический анализ одного из образцов зернистого известняка дал $\text{CaO} = 38.02\%$, $\text{MgO} = 1.01\%$ при 28.2% нерастворимого остатка.

Известняковые прослои в ямашлинской свите развиты не повсеместно. Присутствие их устанавливается в бассейнах рек Сюрана и Ускалыка, а в более южных районах — по р. Куруил у сел. Яныбаева. На севере, в бассейне р. Иняка, в составе ямашлинской свиты большее значение приобретают прослои известняков. Эти известняки — то синевато-серые тонкозернистые, то более светлые плитчатые окремненные. Часто встречаются брекчиевидные разности. Известняки чередуются с зеленоватыми и желтоватыми кремнистыми аргиллитами.

Из органических остатков в известняках ямашлинской свиты присутствуют фораминиферы. Среди них Д. М. Раузер-Черноусовой были определены *Endothyra communis* Rauser, *End. cf. primaeva* Rauser, *End. aff. primaeva* Rauser. По левобережью р. Куруил, у сел. Яныбаево, наряду с фораминиферами были встречены брахиоподы, определенные В. А. Вахрамеевым как *Productus laevicostus* White и *Spirifer kichkinsis* Ser g.¹ Первый из этих видов встречается, начиная со слоев этрень до конца турнейского яруса, второй описан Сергуньковой из слоев этрень Таласского Алатау. Вместе с фораминиферами приведенные брахиоподы свидетельствуют о принадлежности ямашлинской свиты к слоям этрень и нижней части турнейского яруса.

Мощность ямашлинской свиты в бассейне Иняка, Сюрана и Ускалыка равна 300—350 м. К северу от Малого Сюрана мощность ее уменьшается до 70—80 м, а на юге по р. Куруил, не превышает 50 м.

2. Мазитовская свита представлена аргиллитами с прослоями песчаников. Мазитовской свите соответствует в рельефе понижение; несмотря на это, обнаженность его весьма хорошая. Повсеместно по склонам водоразделов можно видеть коренные выходы аргиллитов и песчаников, почти лишенные почвенного покрова и травянистой растительности. Этим мазитовская свита по условиям обнаженности резко отличается от кремнистых пород куруильской свиты визейского яруса, слагающих гребни рельефа, покрытые густой растительностью и в значительной части задернованные.

¹ Д. К. Зегебарт (1936) указывает на нахождение, повидимому, в тех же известняках, *Spirifer aff. mediocris* Tolm., *Rhypidomella cf. michelini* Linn. (определившие М. Е. Миряник). Вмещающие породы Д. К. Зегебарт считает переходными слоями от девонских к каменноугольным отложениям.

Состав мазитовской свиты довольно однообразен. Преобладающими породами в ней являются оливково-зеленые мягкие слюдистые аргиллиты с характерной листоватой или шелушащейся щебенкой по поверхности выветривания. Лишь изредка эти породы уступают место темным крепким кремневым аргиллитам или содержат яшмовидные прослои, переполненные спиккулами губок. Аргиллиты чередуются с песчаниками, обычно рыхлыми, иногда с большим количеством слюды по плоскостям напластования. Другие разности песчаников мало отличаются от тех, которые характерны для верхней части девонских свит зилаирского комплекса. Мощность песчаных прослоев колеблется от 0.15—0.20 м и до 2—3 м. В песчаниках мазитовской свиты повсеместно присутствуют растительные остатки. Особенно много их в плитчатых глинистых песчаниках, которые местами оказываются переполненными обуглившимися остатками растений. В нижней и верхней части мазитовской свиты присутствуют прослои известняков. Обычно это серые лиловатые пелитоморфные известняки, но в верхней части толщи встречаются зернистые разности с фораминиферами визейского облика (*Endothyra Archaeodiscus* и др.). Основываясь на этих находках фораминифер и стратиграфическом положении мазитовской свиты, залегающей на ямашлинских отложениях низов турнейского яруса, возраст рассматриваемых образований можно определить как турнейский и низы визейского яруса.

К северу от Малого Сюрана состав мазитовской свиты изменяется. Преобладающая роль в ее сложении принадлежит зеленоватым и темно-серым аргиллитам с подчиненными прослоями известняков. Песчаники среди этих отложений отсутствуют полностью.

Мощность мазитовской свиты точно не устанавливается из-за интенсивной мелкой складчатости. Ориентировочно она равна 500 м. На юге по р. Куруил мощность тех же отложений равна 150 м, а к северу от Малого Сюрана не превышает 80—100 м.

Повсеместное выделение ямашлинской и мазитовской свит в пределах Зилаирского синклинория между Большим Иком и Уралом еще не проведено. Трудности этого выделения возникают в тех случаях, когда кремнистые породы и известняки ямашлинского горизонта исчезают и вся толща складывается аргиллитами (разрезы р. Касмарки).

Надо надеяться, что более детальные исследования позволят выделить ямашлинскую и мазитовскую свиты и для разрезов этого типа.

3. Куруильская свита (визе). По правобережью Сакмары, по рекам Бискуже, Бухарче и Куруилу И. В. Хворовой (1937) в составе визейских отложений были выделены три горизонта: тарасовский, куруильский и иткуловский. Последующие работы Я. Я. Вецлера и А. П. Тяжевой, проведенные в 1943 г., подтвердили вывод В. Н. Павлинова (1937) о том, что известняки тарасовского горизонта выходят не в ядре антиклинальной складки, а слагают синклинальную структуру и соответствуют по возрасту бухарчинским известнякам визе-намюра. Две другие свиты—куруильская и иткуловская—оказались весьма выдержанными в пределах всей полосы терригенных отложений нижнего карбона.

В бассейне р. Сакмары, по данным И. В. Хворовой (1939), куруильская свита складывается крепкими кремнистыми известняками и сланцами, пласты которых разделены небольшими прослоями темных кремнистых аргиллитов. «Кремнистые известняки представлены тонко- и толстослоистой разностью. Тонкослоистые известняки окрашены в темносерый, светлосерый и желтоватый цвет и иногда содержат песчаный и мелкогалечный материал. Толстослоистые известняки обычно темные, часто совершенно черные, крепкие, с блестящим или матовым раковистым изломом. Часто в этих породах наблюдается микрослоистость благодаря

наличию тонких светлых полосок, связанных с присутствием мельчайших выделений кальцита. Под микроскопом в них обнаруживаются неясные скелетные остатки, напоминающие спиккулы губок и криноидеи». Химический анализ известняков, приводимый в работе И. В. Хворовой, показывает, что содержание кремнезема равно в них 42%, окиси кальция 26%, окиси магния менее 1%.

Кремнистые известняки в куруильской свите чередуются с кремнистыми сланцами (силицитами), среди которых присутствуют темные толсто-слоистые известковые разности и светлосерые или желтоватые тонко-плитчатые силициты, сложенные криптокристаллическим кремнеземом и глинистым материалом с небольшой примесью кластического материала и магнетита. Химические анализы показывают, что в известковистых силицитах содержится до 75% кремнезема и 5—6% CaO. В породах второго типа количество SiO₂ достигает 90%. В зоне выветривания окремненные силициты и аргиллиты превращаются в белые и желтоватые плитчатые легкие пористые опоковидные породы, которые рассыпаны по гребням, сложенным куруильской свитой.

Мощность куруильских пород в бассейне р. Сакмары равна 300 м.

К северу от р. Малого Сюрана куруильская свита уменьшается в мощности до 60—80 м. Вместе с подстилающими породами турнейского яруса она составляет здесь единую кремнистую толщу, которая нередко принималась за куруильскую свиту. В бассейне р. Иньяка Я. Я. Вецлер приводит следующий разрез этих отложений.

C ₁ ⁽ⁱ⁾	1. Плитчатые силициты, белые и желтовато-серые, опоковидные, с выклинивающимися по простиранию прослоями зернистых известняков. В известняках встречена <i>Endothyra primaeva</i> R a u s e r,	50 м
C ₁ ^{t+v(m)}	2. Аргиллиты окремненные темносерые, чередующиеся с тонкими прослоями известняков	100 м
	3. Мергели темные тонкоплитчатые	12 м
C ₁ ^{v(k)}	4. Опоковидные силициты и окремненные аргиллиты	60 м

Сходная последовательность установлена также в некоторых разрезах правобережья р. Сакмары И. В. Хворовой (личное сообщение).

Наиболее северный разрез куруильской свиты находится по левобережью Малого Ика в окрестностях хутора Шигрыш. Здесь куруильские кремнистые породы налегают, однако, не на терригенную толщу турне, а на пачку светлых окремненных турнейских известняков со *Spiriferina peracuta* К о п. Разрез этих отложений, по данным А. А. Орлова и нашим наблюдениям, следующий:

1. Тонкоплитчатые силициты с подчиненными прослоями окремненных аргиллитов¹ 130—150 м
2. Толстоплитчатые плотные желтоватые силициты, образующие в рельефе отчетливо выраженный гребень 80 м
3. Пачка сильно выветрелых зеленых глин с тонкими прослоями силицитов. 50—60 м

Глинистая пачка по простиранию замещается тонкоплитчатыми силицитами с глинистыми прослоями. Выше следуют аргиллиты и известняки иткуловской свиты.

Рассмотрение всех приведенных разрезов показывает, что мощность кремнистой толщи куруильской свиты почти повсеместно равна 300 м и лишь к северу от малого Сюрана уменьшается до 60—80 м.

¹ Эта пачка кремнистых пород, возможно, соответствует мазитовской свите, а подстилающие известняки — ямаплинской свите.

Визейский возраст рассматриваемых отложений устанавливается лишь на основании их стратиграфического положения, так как на протяжении всей полосы распространения куруильского горизонта — от р. Малого Ика на севере до южных границ рассматриваемой площади — в нем не было встречено органических остатков.

4. И т к у л о в с к а я с в и т а (в и з е). В бассейне р. Сакмары, по данным И. В. Хворовой, иткуловская свита складывается желтыми сливными крепкими аргиллитами с прослоями кремнистых известняков и песчаников. По р. Сакмаре И. В. Хворовой составлен послойный разрез иткуловской свиты. Пласты известняков до 0.2—0.8 м толщины, чередующиеся с аргиллитами, напоминают здесь флишевые серии. Обычно плотные, крепкие известняки в основании содержат примесь песчаного и мелко-галечного материала. В верхней части пласта они сменяются тонко-плитчатыми или даже листоватыми глинистыми известняками с растительными отпечатками по плоскостям напластования. Далее следуют аргиллиты. И. В. Хворова указывает, что аргиллиты состоят из пелитоморфной массы, иногда окрашенной окислами железа в бурый цвет. Среди этой массы беспорядочно рассеяны тонкие зерна кальцита, слабо окрашенные зерна кварца и кристаллики магнетита. Величина этих зерен колеблется от 0.01 до 0.05 мм. Химический анализ аргиллита, приведенный в работе И. В. Хворовой (1937), дает до 70% нерастворимого остатка, представленного главным образом кремнеземом, 9—11% полуторных окислов; 5—8% CaO; 0.2—4% MgO.

Широкое распространение в иткуловской свите имеют также кремнистые породы: здесь выделяются как глинисто-кремнистые плотные плитчатые пласты кофейно-серого или синеватого цвета с раковистым изломом, состоящие из криптокристаллического кремнезема, так и сходные по внешнему виду известково-кремнистые разности.

Реже в иткуловской свите встречаются известняки, состоящие из перекристаллизованных обломков члеников криноидей, раковин брахиопод, обрывков мшанок, фораминифер и спикул губок. В одном из таких прослоев И. В. Хворовой указывается присутствие *Archaeodiscus karreri* Brady, *Endothyra* sp., *Parastaffella* sp.

Особой фацией иткуловских, а возможно и куруильских пород являются глыбовые конгломераты, выходящие по р. Бискуже у пос. Тарасовского. Здесь среди кремнистых пород и аргиллитов нижнего карбона присутствует своеобразный горизонт с включениями, состоящий из беспорядочно нагроможденных или редко разбросанных глыб известняков до 1 м в диаметре. Среди глыб присутствуют плотные серые органогенные известняки девона с многочисленными климениями и пролобитами, а также темные известняки с визейскими *Brachythyris integricostus* Phill., *Spirifer elongatus* Jan., *Martinia elliptica* Phill. и др.

Мощность иткуловской свиты, по И. В. Хворовой, равна 550 м.

Севернее, в бассейне Большого и Малого Сюрана, состав пород иткуловской свиты несколько изменяется. Основная роль в его сложении принадлежит кофейно-серым мергелям и известковым аргиллитам, которые чередуются с пелитоморфными глинистыми известняками, зернистыми известняками и реже песчаниками. Характер этого чередования в значительной степени отличается от того, которое наблюдается по р. Сакмаре. Ритмичность, подобная флишевой ритмичности, в этом чередовании отсутствует.

В средней части иткуловской свиты располагается пачка темносерых, почти черных плитчатых битуминозных аргиллитов. Пачка эта в бассейне Малого и Большого Сюрана является весьма постоянной и выдержанной, но вследствие незначительной стойкости слагающих ее пород в целом

ряде разрезов она оказывается задернованной. Хорошие выходы ее наблюдаются по правому берегу Большого Ускалыка между селениями Унбетово и Мазитово и по р. Юше, левому притоку р. Большой Азаклы в бассейне Малого Сюрана.

Здесь в составе иткуловской свиты можно выделить следующие толщи:

1. Кофейно-серые мергели с прослоями синеватых глинистых пелитоморфных известняков и зернистых известняков. В последних по р. Акберде найдены: *Hyperammia vulgaris* Rauser et Reitl., *Endothyra* sp., *Eostaffella* cf. *mediocris* Viss.
Мощность 150—200 м
2. Темносерые плитчатые битуминозные аргиллиты, иногда слегка окремненные и содержащие охристые железистые примазки по плоскостям напластования.
Мощность 100—120 м
3. Чередование кофейно-серых мергелей, глинистых известняков, зернистых песчаных известняков и песчаников. В прослое зернистого известняка этой толщи, выходящего по правому берегу р. Юши при впадении ее в Азаклу¹ были найдены: *Hyperammia vulgaris* Rauser et Reitl., *Haplophragmella* cf. *irregularis* Rauser, *Forshia* aff. *subangulata* Moeller, *Endothyra* cf. *crassa* Brady, *End. similis* Rauser et Reitl., *End. ex gr. omphalota* Rauser et Reitl., *End. cf. pauciseptata* Rauser, *Palaeotextularia* cf. *consorbina* Lip., *Tetrataris* ex gr. *conica* Ehrenberg, *Monotaxis gibba* Moeller, *Archaeodiscus krestovnikovi* Rauser, *Arch. ex gr. moelleri* Rauser, *Arch. cf. ovoides* Rauser, *Eostaffella* aff. *kasakhstanica* Rauser, *Eost. parastruvei* Rauser, *Eost. minutissima* Rauser, *Eost. aff. ikensis* Viss.
Мощность 150—200 м
4. Глины и аргиллиты с прослоями плитчатых силицитов
Мощность 50—80 м

Общую мощность иткуловской свиты в 1941 г. Б. М. Келлер считал равной 800—850 м. Повидимому, цифра эта несколько завышена, и истинная мощность будет лишь немного больше 500 м, т. е. той цифры, которую дает И. В. Хворова для более южных площадей. Ориентировочно ее можно считать равной 550—600 м.

Наиболее северные выходы иткуловской свиты можно видеть по берегам р. Малого Ика. Здесь рассматриваемые отложения представлены слегка окремненными плитчатыми аргиллитами темносерого или зеленоватого цвета с желтоватыми выцветами. Аргиллиты переслаиваются с зернистыми известняками, пласты которых достигают 0.3 м толщины. Часто известняки эти переходят в брекчиевидные разности и содержат мелкие гальки кремнистых пород и аргиллитов. Этот обломочный материал обычно приурочен к нижней части пластов. Прослой известняков не выдержаны, быстро выклиниваются, замещаясь по простираанию аргиллитами. Иногда пласты известняков соединяются в пачки до 20 м мощностью. В верхней части иткуловской свиты встречаются прослой конгломератов до 2—5 м мощностью. Цемент этих конгломератов — тонкозернистый окремненный известняк, в котором заключены субангулярные гальки диаметром 0.02—0.03 м, иногда до 0.1 м. Гальки состоят из известняков, силицитов и аргиллитов. Изредка брекчиевидные конгломератовидные известняки встречаются в нижней части свиты (р. Таса).

Из окаменелостей в зернистых известняках иткуловского горизонта по правобережью Малого Ика встречены *Endothyra prisca* Rauser et Reitl., *End. similis* Rauser et Reitl., *Eostaffella mosquen-*

¹ Весьма возможно, что известняки, выходящие по правому берегу р. Юши, соответствуют нижней части бухарчинской свиты.

sis Viss., Eost. ex gr. parva Moel., а также мелкие брахиоподы (*Spirifer* sp., *Chonetes* sp.).

Общая мощность иткуловских пород по малому Ику равна 350 м.

Возраст иткуловской свиты устанавливается на основании многочисленных фораминифер, свойственных средней части визейских отложений.

5. Бухарчинская свита (визе, намюр). Иткуловская свита покрывается известняковой толщей, названной И. В. Хворовой (1937) бухарчинским горизонтом. Эти известняки являются одним из лучших маркирующих горизонтов флишевой зоны.

Строение бухарчинской свиты различно в северной и южной частях Зилаирского синклинария.

На юге, по правобережью р. Сакмары, И. В. Хворова (1937) выделяет в составе бухарчинской свиты следующие пачки:

1. Темные крепкие известково-кремнистые породы, иногда с примесью глинистого, песчаного и мелкогалечного материала. Породы эти по внешнему виду очень сходны с силицитами куруильской свиты. Основной составной частью их является криптокристаллический агрегат кремня, который, как показывают химические анализы, образует 75—90% породы. Другие разности кремнистых пород представляют собой мелкозернистый карбонат кальция, тонко проросший кремнеземом. В мелкогалечных известняках рассматриваемой пачки присутствуют *Parastaffella* cf. *struvei* Moeller, *Archaeidiscus karreri* Brady, *Endothyra* ex gr. *bowmanni* Phill., *Hyperammina elegans* Rauser et Reittl., *H. vulgaris* Rauser et Reittl. и другие фораминиферы. Мощность нижней пачки равна 30—50 м
2. Темные крепкие аргиллиты, чередующиеся с пластами голубовато- или синевато-серых песчаников и известняков от 0.01 до 0.4 м мощностью и мелкозернистых тонкополосчатых песчаников с глинистым цементом. Часто глины постепенно переходят в известняки или песчаники, вследствие чего не всегда удается провести между ними четкую границу. Изредка наряду с этими породами встречаются прослои мелкогалечных и органогенно-обломочных известняков и кремнистых толстослойных мергелей. Общая мощность пачки 170—200 м
3. Известняки светлосерые и зеленоватые, состоящие почти нацело из пелитоморфного глинистого карбоната кальция с небольшой примесью песчаного материала, главным образом кварца, реже полевого шпата, роговой обманки и других минералов. Среди известняков встречаются прослои известково-кремнистых сланцев. Часто в известняках обнаруживаются органические остатки в виде обрывков мшанок, члеников криноидей и фораминифер (*Parastaffella* ex gr. *struvei* Moeller, *Archaeidiscus karreri* Brady, *Endothyra* ex gr. *globulus* Eichwald, *Hyperammina vulgaris* Rauser et Reittl.). Мощность пачки равна 30 м
4. Светлосерые, местами совершенно белые слоистые известняки с мелкокристаллической структурой. Известняки отличаются ничтожной примесью обломочного материала, весьма чистые, состоящие на 92—94% из карбоната кальция. Некоторые разности переполнены обломками организмов и заключают следующие фораминиферы: *Endothyra crassa* Brady, *End. globulus* Eichw., *End. ex gr. omphalota* Rauser et Reittl., *Parastaffella* ex gr. *struvei* Moeller 45 м
В этом разрезе бухарчинская свита разделена И. В. Хворовой на три пачки: нижнюю — кремнисто-известняковую, среднюю — глинисто-известняковую и верхнюю — известняковую. Общая мощность бухарчинской свиты равна 300—325 м

И. В. Хворова (1937) указывает, что севернее по р. Касмарке сохраняется тот же разрез, но строение верхней известняковой пачки бухарчинской свиты изменяется. Светлосерые известняки замещаются здесь

стально-серыми крепкими, микрозернистыми, иногда слегка окремненными толстослоистыми известняками, пласты которых разделены небольшими прослоями аргиллитов. Среди известняков нередко встречаются прослой и линзы кремнистой, иногда совершенно белой породы с характерным раковистым изломом. Мощность верхней известняковой пачки р. Сакмары, соответствующей слоям 3 и 4 разреза р. Сакмары, равна 90 м. Между рр. Ускалыком и Асселью бухарчинская свита складывается известняками, но в нижней части толщи известняки чередуются с аргиллитами и силицитами, которые, вероятно, соответствуют нижней кремнистой пачке бухарчинской свиты р. Сакмары. Послойный разрез, хорошо иллюстрирующий этот тип строения бухарчинской свиты, приведен для западного крыла иткуловской (Богдановской) антиклинали И. В. Хворовой. Сходная последовательность установлена Б. М. Келлером в 1941 г. на водоразделе Малого и Большого Ускалыка, где нижняя часть бухарчинской свиты построена так:

1. Темный, почти черный окремненный известняк, местами переходящий в более светлые мелкозернистые разновидности	3.5 м
2. Известняк темный, тонкозернистый, тонкослоистый	7.0 м
3. Задернованное пространство с высыпками окремненных аргиллитов и плитками темных тонкозернистых плотных известняков	48.8 м
4. Те же породы, но с более мощными известняковыми прослоями (до 0.4 м)	
5. Задернованное пространство с высыпками окремненных аргиллитов и плитками известняков	12.8 м
6. Известняки темносерые, песчанистые, зернистые, с остатками членков морских лилий	2.8 м
7. Окремненные аргиллиты с тонкими прослоями известняков	1.5 м
8. Темные плотные тонкозернистые известняки. Вверху темносерые песчанистые мергели	70.2 м
9. Известняки тонкослоистые, битуминозные	8.5 м
10. Синевато-серые пелитоморфные известняки с прослоями зернистых детритусовых известняков. В верхней части пачки преобладают более светлые тонкоплитчатые окремненные разновидности известняков, чередующиеся с оливково-зелеными полосчатыми силицитами	48.2 м
11. Известняки тонкослоистые, плотные, пелитоморфные, окремненные, переслаивающиеся с толстослоистыми зернистыми известняками	12.5 м
12. Плотные темносерые известняки, переслаивающиеся с тонкоплитчатыми битуминозными известняками. Видимая мощность	12.5 м

Верхняя часть бухарчинских известняков приведенного разреза срезана надвигом. Обычно верхи горизонта также складываются темносерыми битуминозными известняками, а светлосерые известняки, широко распространенные по р. Сакмару, здесь отсутствуют. Известняки эти являются весьма чистыми: содержит 46—48% CaO, 0.4—1.5 MgO и ничтожное количество полуторных окислов.

Общая мощность бухарчинской свиты между рр. Асселью и Ускалыком равна 300 м.

По р. Сюрану общий тип строения бухарчинской свиты сохраняется тот же. В нижней ее части выделяется пачка тонкоплитчатых окремненных пелитоморфных известняков, верхняя складывается толстослоистыми битуминозными известняками. Разрез р. Сюрана представляет интерес в том отношении, что здесь бухарчинские известняки содержат гониатитов, впервые обнаруженных В. И. Крестовниковым (1935) и затем подробно изучавшихся Л. С. Либровичем (1947). Составленный Л. С. Либровичем разрез по р. Сюрану в окрестностях сел. Салихова мы приводим полностью.

1. Плитчатые и брекчиевидные известняки с мелкой фауной брахиопод, криноидей и растительными остатками 50—100 м
 2. Известняки темносерые с *Goniatites fimbriatus* Foord et Creek и фораминиферами (*Archaeodiscus karreri* Brady, *Endothyra omphalota* var. *minima* Rauser et Reitl., *End. cf. similis* Rauser et Reitl., *End. ex gr. prisca* Rauser et Reitl.) 10—15 м
 3. Кремнистые известняки и известковистые сланцы 20—30 м
 5. Кремнистый и обломочный известняк 2—5 м
 4. Кремнистый и обломочный известняк 20—30 м
 6. Известняк с *Reticuloceras reticulatum* Phill., *Proschumardites karpinskii* Rauser-Tschern., *Pr. cf. uralicus* Libr., *Stenopronorites* aff. *ferganensis* Rauser-Tschern. *Gastrioceras* sp. Здесь же встречены брахиоподы (*Spirifer schartymiensis* Jan., *Sp. aff. bisulcatus* Sow., *Productus* cf. *schartymiensis* Jan.) и фораминиферы *Archaeodiscus baschkiricus* Krest. et Theod., *Parastaffella* ex gr. *struvei* Moeller, *Eostaffella pseudostruvei* Rauser et Bel., *Staffella* cf. *antiqua* Dut., а в самых верхах *Staffella compressa* Rauser. 70 м
- Редкие *Staffella antiqua* Dut. обнаружены также Д. М. Раузер-Черноусовой в известняках бухарчинской свиты, собранных в 1940 г. по р. Сюрану Б. М. Келлером.
- Общая мощность бухарчинской свиты в бассейне р. Сюран равна 250—300

В более северных частях Зилаирского синклинория по Малому Сюрану, Иняку, Малому и Большому Ику бухарчинские известняки построены так же, как и по Большому Сюрану. Наиболее северные разрезы бухарчинской свиты изучались в 1944 г. Б. М. Келлером по р. Малому Ику, у хутора Шигрыш, где известняковая толща также может быть подразделена на две пачки.

1. Темносерые пелитоморфные тонкоплитчатые известняки 150 м
2. Известняки темносерые, зернистые и пелитоморфные, местами брекчиевидные, глыбовые с *Baschkirites discoidalis* Libr., *Reticuloceras* cf. *reticulatum* Phill., *Stenopronorites* cf. *ferganensis* Rauser. Здесь же встречаются редкие *Staffella antiqua* Dut. 80—100 м

Рассмотрение приведенных разрезов показывает, что при продвижении с юга на север кремнистые и глинистые пачки, слагающие нижнюю часть разреза бухарчинской свиты, замещаются известняками. Вместе с тем происходит некоторое сокращение мощности рассматриваемых отложений от 300—350 м в бассейне р. Сакмары до 250 м в северных районах. Как на юге, так и на севере бухарчинская свита подразделяется на две пачки, отличающиеся не только иным типом пород, но и различным составом фауны.

Нижняя из них обычно бедно характеризуется остатками ископаемых. Здесь встречаются лишь фораминиферы, составляющие малохарактерный комплекс, свойственный визейским отложениям. Нахождение по р. Сюрану в рассматриваемых отложениях *Goniatites fimbriatus* Foord et Creek позволяет отнести их к верхам визейского яруса.

Верхняя пачка бухарчинских известняков, для которой Л. С. Либровичем было предложено название сюранских слоев, имеет более богатую палеонтологическую характеристику. Из фораминифер наряду с ранее встречавшимися визейскими формами здесь появляются, правда, единичными экземплярами, *Staffella antiqua* Dut. и *Staffella compressa* Rauser, свойственные намюрским отложениям. В сюранских слоях содержится комплекс гониатитов, среди которых присутствуют *Reticuloceras reticulatum* Phill., *Schartymites* cf. *barbotanus* Vern., *Stenopronorites* cf. *ferganensis* Rauser-Tschern. Присутствие этих форм позволяет

относить вмещающие отложения к верхнему намыру. С выводами о намырском возрасте сюранских слоев согласуется и нахождение брахиопод. Кроме видов, приведенных Л. С. Либровичем для разреза р. Сюрана, в рассматриваемых отложениях по р. Уварке (правый приток Большого Ика) Я. Я. Ведлером были собраны: *Linoproductus punctatus* Defr., *L. aff. tenuistriatus* Verh., *Echinoconchus punctatus* Mart., *Margifera schartimimensis* Jan., *Teguliferina* aff. *chabarnensis* Jan., *Brachythyris integricostae* Phill., *Martinia* aff. *glabra* Mart. и др. Нахождение указанных окаменелостей позволяет относить сюранские слои к намырскому ярусу. При этом почти все сборы гониатитов и брахиопод относятся к толще, имеющей верхненамырский возраст. Следует предполагать, что стратиграфически ниже должны располагаться известняки нижнего намыра, связанные постепенным переходом с верхне-визейскими отложениями.

6. Унбетовская свита (верхи намыра). На бухарчинских известняках располагается толща, состоящая из частого переслаивания разнообразных известняков, мергелей и песчаников, выделенная Б. М. Келлером в бассейне р. Ускалыка под именем унбетовской свиты.

Темные, крепкие аргиллиты и мергели чередуются в унбетовской свите с известняками. Среди них И. В. Хворова (1937) выделяет серые, плотные, микрозернистые, плитчатые известняки и органогенно-детритусовые известняки, иногда слегка окремненные, заключающие большое число фораминифер, а также обломков мшанок, криноидей, брахиопод. Некоторые разности этих известняков включают наряду с остатками организмов зерна кремнистых и диабазовых пород, представляющих собою глинисто-хлоритовую массу с лейстами плагиоклаза. Реже встречаются прослои песчаных известняков темных, иногда буроватых, крепких, плитчатых с известково-глинистым цементом, в котором заключены зерна кварца, полевого шпата, зеленой роговой обманки, мусковита, биотита и хлорита, а также обломки осадочных пород, кремней, аргиллитов и известняков. Размер зерен колеблется от 0.05 до 0.1 мм. Такие же песчаники, но с большим количеством глинистого материала в цементе иногда обладают микрослоистостью. В этом случае глинистое вещество образует глинистые прослоечки 0.1—0.2 мм толщиной. В бассейне р. Ускалыка песчаные известняки и песчаники унбетовской свиты обладают ясно выраженной ритмичностью — уменьшением размера обломочных зерен от основания пласта к кровле. Цемент таких песчаников обычно известковый, иногда окремненный. Состав зерен так же разнообразен, как и в породах, описанных И. В. Хворовой. Преобладает кварц, в большом количестве встречаются обломки яшм, эффузивных пород, реже зерна хлоритизированного биотита, плагиоклаза, окислов железа и эпидота.

По р. Ускалыку на восточном крыле Иткуловской (Богдановской) антиклинали у сел. Унбетово в составе унбетовской свиты в 1941 г. Б. М. Келлером были выделены две пачки.

1. Толща, состоящая из частого чередования мергелей, аргиллитов, темных глинистых известняков, светлых зернистых известняков, песчаных известняков и песчаников 130—150 м
2. Темносерые, иногда почти черные, битуминозные мергели, чередующиеся с пелитоморфными глинистыми известняками, особенно многочисленными в верхней части пачки 80—100 м

Как показывают химические анализы, битуминозные мергели верхней пачки содержат до 4% битуминозного вещества и 25—30% углекислого кальция. По простиранию пачка мергелей не выдерживается и к югу от р. Ускалыка не может быть выделена в общей толще пород унбетовской свиты.

По правобережью р. Сакмары у пос. Ново-Самарского И. В. Хворовой (Павлинов, Руженцев, Хворова, 1948) указывается, что в 70 м от основания унбетовской свиты располагается своеобразный пласт с включениями глыб и галек стально-серого, почти белого известняка. Полоса высыпок этих пород прослеживается на большом расстоянии, оконтуривая широкую Новосамарскую мульдугу. Местами эта полоса сужается и в ней присутствуют лишь небольшие гальки, сцементированные известковым материалом, местами же расширяется и в ней начинают доминировать глыбы, размером в 70—80 см. Сходные по типу конгломератовидные породы, имеющие чрезвычайно ограниченное распространение, наблюдались Б. М. Келлером в 1944 г. по р. Тасе.

Мощность унбетовской свиты в пределах Зилаирского синклинория сильно изменяется. Наибольшая мощность указывается И. В. Хворовой (1937) для северной части изученной ею площади (250—300 м). Севернее, по рекам Сюрану и Ускалыку, она равна 240—250 м, а далее к северу постепенно уменьшается до 150—200 м (р. Иняк). К югу, по правому берегу р. Сакмары, мощность унбетовской свиты также уменьшается до 150—200 м, а еще южнее по р. Уралу, в восточной части каменноугольной полосы, от унбетовской свиты сохраняется лишь 10—20 м. На междуречье Урала и Алимбета рассматриваемые отложения отсутствуют, и среднекаменноугольные образования залегают прямо на бухарчинских известняках.

Палеонтологическая характеристика унбетовских отложений довольно полная. Из фораминифер для южной части синклинория И. В. Хворова приводит: *Archaediscus baschkiricus* Krest. et Theod., *Staffella pseudostruvei* Rauser et Bel., *St. antiqua* Dut., реже попадаются *Archaediscus karreri* Brady, *Staffella* ex gr. *struvei* Moeller, *St. compressa* Rauser, *Endothyra* ex gr. *globulus* Eichw., *End.* ex gr. *omphalota* Rauser et Reithl. и др. Для бассейна р. Сюрана и Ускалыка Д. М. Раузер-Черноусовой по сборам Б. М. Келлера определены *Nodosarum* sp., *Archaediscus karreri* Brady, *Arch. baschkiricus* Krest. et Theod., *Arch. cf. ovoides* Rauser, *Eostaffella pseudostruvei* Rauser et Bel., *Staffella antiqua* Dut., *St. cf. compressa* Rauser и крупные штаффеллы, относящиеся к *Staffella sphaeroidea* Ehrenberg. В приведенных списках наряду с видами, встречающимися в визейских отложениях и, вероятно, переотложенными, в большом числе находятся намюрские *Staffella antiqua* Dut. и значительно реже более молодые по облику виды, близкие к среднекаменноугольным *St. sphaeroidea*. Брахиподы в унбетовской свите встречаются редко. А. П. Тяжева (1948) указывает на нахождение в ней *Spirifer bisulcatus* Sow. Повидимому, наряду с этим видом здесь появляются и первые хориститы. По сборам Б. М. Келлера в бассейне р. Малого Сюрана В. А. Балаев определил *Choristites praeuralica* Bal. (in coll.). С приведенным составом фораминифер и брахипод вполне является нахождение в унбетовской свите левобережья р. Сюрана *Reticuloceras bilingue* Salt. (Крестовников, 1935; Либрович, 1947) — вида, свойственного верхам намюрского яруса. Более молодой по возрасту комплекс гониатитов проводится Л. С. Либровичем для верхов унбетовской свиты, выходящих по р. Бухарче у пос. Ново-Самарского. Здесь встречены: *Reticuloceras superbilingue* Salt., *Gastrioceras cancellatum* Bisat., *G. martini* Schmidt, *Schartimites* cf. *barbotanus* Vern. Л. С. Либрович указывает, что вмещающие слои должны быть отнесены к зоне *Gastrioceras cancellatum* Bisat., которая согласно постановлению гаарлемского конгресса должна еще относиться к намюрским отложениям.

В бассейне Малого Ика и средней части течения р. Белой терригенные толщи нижнекаменноугольных отложений уменьшаются в мощности и переходят в известняковые фации, широко развитые в пределах Башкирского антиклинория. Этот переход осуществляется не сразу; маломощные известняковые толщи появляются сперва в турнейском ярусе и лишь постепенно при передвижении к северо-западу охватывают визейские и намюрские образования. Границами раздела терригенных и известняковых отложений обычно являются крупные антиклинальные поднятия на южном погружении структур Башкирского антиклинория.

Турнейские отложения

Для турнейского времени, как и для верхнего девона, такой границей раздела является Уварское поднятие. Мы уже видели, что в верхнем девоне к востоку от указанной структуры развита зилайская свита верхнего девона и мощные терригенные толщи турне. К западу от Уварского поднятия, в полосе девонских и каменноугольных отложений, к востоку от хут. Шигрыш верхний девон представлен известняками с атрипами и кораллами. Выше наблюдается следующий разрез, составленный на западном крыле Улак-Юртской антиклинали.

1. Темносерые слоистые, зернистые известняки.
2. Более светлые окремненные известняки с неровной бугристой поверхностью напластований, большей частью пелитоморфные, реже зернистые, с *Spiriferina peracuta* Sow.
3. Тонкоплитчатые кремнистые аргиллиты и силициты куруильского горизонта.

В этом разрезе не вполне ясен возраст слоя 1, который может принадлежать либо фаменским, либо турнейским отложениям. Известняки со *Spiriferina peracuta* Sow. относятся к турнейскому ярусу. Общая мощность слоя 2 и 3—100 м.

Более четко устанавливается возраст турнейских отложений по р. Белой. В 3 км ниже сел. Иргизлы на правом берегу наблюдается следующая последовательность:

D ₃	1. Плотные темносерые тонкослоистые известняки с прослоями криноидных известняков с <i>Liorhynchus baschkiricus</i> Tschern.	60 м
C ₁ ¹	2. Тонкоплитчатые темносерые и светлосерые известняки со <i>Spirifer biplicatus</i> Sow., <i>Camarotoechia acutirougata</i> Sow., <i>Liorhynchus</i> sp. и другими брахиоподами	30—35 м
C ₁ ¹	3. Серые и светлосерые, очень плотные, окремненные известняки с неровной поверхностью напластования. В основании встречаются более темные слоистые разности известняков. В известняках встречаются аммоны	70—80 м

Сходные по своему типу турнейские отложения развиты и западнее, на крыльях антиклинальной структуры Яман-тау. По правобережью Малого Ика на западном крыле складки в темносерых слоистых известняках были найдены *Zaphrentis konincki* Edw. et Heim., *Caninia* sp., *Keyserlingophyllum* sp. Общая мощность известняков, тесно связанных с подстилающими фаменскими известняками, около 100 м.

По р. Белой на западном крыле антиклинали Яман-тау М. А. Суш-

кин относит к турнейскому ярусу толщу темносерых слоистых тонкозернистых известняков мощностью 110 м.

Таким образом, в южной части Башкирского антиклинория турнейские отложения, представленные толщей темносерых тонкослоистых тонкозернистых известняков мощностью от 80—90 до 100—110 м, распознаются и выделяются на геологических картах как отчетливый маркирующий горизонт. Важно отметить, что терригенные пачки, соответствующие алатаусской свите более северных районов (Наливкин, 1945), в турнейском ярусе к югу от р. Белой не были обнаружены. По данным А. К. Крыловой небольшая по мощности глинистая пачка присутствует по правому берегу р. Белой ниже сел. Акбута. Далее к северу в бассейне р. Нугуша эта глинистая толща увеличивается в мощности и приобретает широкое площадное распространение.

Визейские и намюрские отложения

Выше указывалось, что по р. Малому Ику и хут. Шигрыш визейские и намюрские отложения построены по тому же типу, что и в более южных районах Зилаирского синклинория. К северу от Малого Ика эти толщи постепенно срезаются трансгрессивно залегающими среднекаменноугольными отложениями. При этом в толще визейских пород наблюдается постепенное исчезновение кремнистых пачек и переход их в аргиллиты. Еще далее к северу по простиранию Суюшевской синклинали в разрезе р. Белой визейские и намюрские отложения снова появляются, но представленные уже не терригенными образованиями, а толщей известняков мощностью до 500 м, лишенной каких-либо глинистых или песчаных прослоев.

В известняковой фации визейские и намюрские отложения представлены и в следующей к востоку Иргизлинской синклинали, где мощность их составляет около 600 м. Терригенные прослои в нижней части визе и в верхах намюрского яруса появляются лишь восточнее, в небольшой антиклинальной складочке, на восточном крыле которой к западу от сел. Кутанова записан следующий разрез:

C ₁ ²	1. Известняковые конгломераты с гальками и глыбами синевато-серых зернистых и пелитоморфных известняков и линзами аргиллитов	35 м
	» 2. Задернованное понижение с выходами и высыпками темносерых аргиллитов	10 м
	» 3. Темносерые плотные тонкозернистые и тонкослоистые известняки	16 м
	» 4. Задернованное понижение с выходами аргиллитов и темносерых известняков	20 м
	» 5. Массивные светлые и темные, местами брекчиевидные известняки со <i>Striatifera striata</i> Fisch	190 м
C ₁ ³	6. Такие же известняки с <i>Brachythyris</i> sp. и другими брахиоподами	50 м
	» 7. Задернованное понижение с высыпками аргиллитов	20—25 м
	8. Массивные светло- и темносерые известняки с <i>Linoproductus tenuistriatus</i> Vern., <i>Echinoconchus punctatus</i> Mart., <i>Marginitifera</i> cf. <i>chartimiensis</i> Jan., <i>Brachythyris integracostus</i> Phill., <i>Martinia</i> ex gr. <i>glabra</i> Mart., <i>Pugnax</i> sp. div., <i>Homoceratoides</i> sp.	85 м
	9. Зеленовато-серые аргиллиты, фиолетовые по поверхности выветривания, чередующиеся с песчаниками и известняками. В нижней части толщи две крупные линзы массивных известняков мощностью до 30—40 м.	

Весь рассмотренный материал показывает, что на южном погружении структур Башкирского антиклинория отчетливо устанавливается замещение терригенных отложений известняками не только с востока на запад, вкрест простирания структур, но и по простиранию, с юга на север.

Рассмотрим теперь те изменения, которые испытывают визейские отложения при продвижении с востока на запад.

К западу от хут. Шигрыш на восточном крыле Ямашской антиклинали разрез нижнего карбона имеет переходный характер. В верховьях р. Мелеус и по правым его притокам Биимбату и Елан-Аиру последовательность визейских и намюрских отложений наблюдается такая:

C ₁ ¹	1. Темносерые слоистые известняки.	
C ₁ ²	2. Плитчатые кремневые известняки с прослоями желтых силицитов и кремнистых аргиллитов	50 м
	3. Желтовато-серые пористые крупнокристаллические доломиты, обычно массивного сложения с тонкими прослоями темносерых известняков со <i>Striatifera striata</i> F i s c h.	170 м
	4. Аргиллиты серые	60 м
C ₁ ³	5. Плитняковые пелитоморфные известняки	45 м
	6. Светлые брекчиевидные известняки, образующие крупные линзы среди аргиллитов. В нижней части толщи встречены <i>Staffella antiqua</i> D u t.	300 м

Разрез этот довольно хорошо сопоставляется с визейскими и намюрскими отложениями флишевой зоны. Интерес представляет нахождение здесь кремнистой пачки в основании визейского яруса, которая может быть отнесена к куруильской свите. Вышележащие доломиты и известняки со *Striatifera striata* F i s c h. и покрывающая их толща аргиллитов, вероятно, соответствуют иткуловской свите, пачка плитчатых известняков—низам бухарчинской свиты. Таким образом, общая мощность визейских отложений равна в рассматриваемом разрезе 335 м.

Намюрские отложения в верховьях р. Мелеус представлены мощной трехсотметровой толщей брекчиевидных известняков, чередующихся с пачками аргиллитов. Как можно видеть, мощность намюрского яруса сохраняется примерно та же, что и в окрестностях хут. Шигрыш.

При продвижении на север к р. Белой вдоль восточного крыла антиклинали Яман-тау (Ямашской) наблюдается постепенное исчезновение силицитов в основании визейского яруса и переход их в плитчатые кремнистые известняки. Вышележащая толща замещается массивными светлыми известняками и доломитами со *Striatifera striata* F i s c h. Покрывающая их пачка аргиллитов прослеживается вплоть до сел. Сухшева по р. Белой, где выше ее располагаются слоистые известняки, обычные для верхов нижнего карбона Башкирского антиклинория. По р. Белой визейские и намюрские отложения представлены сплошной толщей известняков, обычной для Башкирского антиклинория.

На западном крыле антиклинали Яман-тау визейские и намюрские отложения представлены сплошной толщей известняков, лишенных каких-либо терригенных прослоев. Нижние горизонты визе слагаются здесь темносерыми слоистыми известняками с крупными гигантеллами. Выше следуют светлые массивные, иногда оолитовые известняки, слагающие гору Тогузаю. В известняках содержится *Hyperammia vulgaris* R a u s e r et R e i t l., *Archaeodiscus baschkiricus* K r e s t. et T h e o d., *Eostaffella pseudostruvei* R a u s e r et B e l., а из брахиопод *Striatifera striata* var. *angusta* J a n., *Str. magna* var. *acuminata* S a r. и др. Общая мощность визейских известняков, повидимому, не превышает 300 м.

Стриатиферовые известняки покрываются светлосерыми кристаллическими, иногда оолитовыми, известняками мощностью до 60 м. В известняках этих содержатся: *Endothyra bowmanni* Phill., *Archaediscus baschkiricus* Krest. et Theod., *Porastaffella* ex gr. *struvei* Moeller, *Eostaffella pseudostruvei* Rauser et Bel., *Nodosarium* sp. Из брахиопод Б. М. Келлером в этих слоях в 1939 г. собраны *Productus* cf. *concinus* Sow., *Gigantella latissima* Sar. В 1944 г. по р. Сухой Кургашле в рассматриваемой толще был обнаружен более обильный комплекс брахиопод, представленный следующими видами: *Schizophoria resupinata* var. *lata* Dem., *Sch. resupinata* var. *connivens* Phill., *Linoproductus undatus* Deffr., *L.* ex gr. *tenuistriatus* Vern, *Spirifer bisulcatus* Sow., *Brachythyris integrigostae* Phill., *Phricadothyris lineata* Mart., *Dielasma attenuata* Mart. Нахождение вышеприведенных окаменелостей позволяет сопоставлять вмещающие отложения с сюранскими слоями бухарчинской свиты.¹

По р. Белой, на западном крыле Кузнецовской антиклинали у хут. Кузнецовского, в составе визейских и намюрских образований М. А. Сушкин выделяет следующие толщи:

C ₁ ¹	1. Светлосерые, реже темные тонкокристаллические известняки	104 м
C ₁ ^{2a}	2. Светлосерые и белые сахаровидные доломиты с редкими пачками более темных известняков	167.4 м
C ₁ ^{2b}	3. Светлосерые доломиты с подчиненными пачками известняков, в которых содержатся <i>Striatifera striata</i> Fisch., <i>Productus semiplanus</i> Mart., <i>Gigantella</i> sp., <i>Chonetes</i> sp., <i>Syringothyris carteri</i> Nal., <i>Spiriferina pectinoides</i> и др.	212 м
C ₁ ^{2c}	4. Светлосерые доломиты и известняки с <i>Striatifera striata</i> Fisch., <i>Str. striata</i> var. <i>magna</i> Jan., <i>Str. striata</i> var. <i>angusta</i> Jan., а в самых верхах толщи (8 м) наряду с этими видами <i>Staffella antiqua</i> Dut.	97 м

Общая мощность визейских и намюрских образований в приведенном разрезе равна 466 м; на восточном крыле структуры мощность этих слоев возрастает до 600 м.

Нижнекаменноугольные отложения антиклинория Урал-тау

В сводовой части антиклинория Урал-тау отложения нижнего карбона в настоящее время уничтожены эрозией. О типе развитых здесь некогда отложений нижнего карбона можно судить по составу включений в глыбовых конгломератах каменноугольных отложений бассейна р. Сакмары. Так, в конгломератах иткуловской свиты по р. Бискуже, у пос. Тарасовского, А. П. Тяжевой были обнаружены глыбы турнейских известняков с климениями и визейские известняки с *Gigantella striato-sulcata* Schwetz., *Productus minimus* Dem. и другими видами. Известняки с *Gigantella striato-sulcata* Schwetz. и *Striatifera striata* Fisch. указываются также В. Е. Руженцевым в глыбовых конгломератах зяанчуринского горизонта верхнего карбона у пос. Канчерова. Так как,

¹ В более северных частях Башкирского антиклинория, судя по работам Г. И. Теодоровича (1935), А. А. Петренко и Л. Кипарисовой (1937), сюранским слоям соответствует так называемый мартиниевый горизонт, представленный известняками мощностью 25—30 м с *Archaediscus baschkiricus* Krest. et Theod., *Staffella struvei* Moell., редкими *Staffella antiqua* Dut. и многочисленными мартиниями. Отложения эти в последнее время ошибочно были отнесены Г. И. Теодоровичем (1945) к башкирским слоям среднего карбона.

вероятнее всего, известняковые глыбы сносились с востока из области антиклинория Урал-тау, можно полагать, что в пределах этого поднятия были некогда развиты известняковые толщи нижнего карбона относительно небольшой мощности, подвергавшиеся эрозии в каменноугольное время.

Коренные отложения этого типа можно наблюдать в настоящее время в окрестностях пос. Хабарового (Воинова, Кириченко и др., 1941). Турнейские отложения начинаются здесь белыми кристаллическими известняками со *Spirifer medius* Le b. (10 м). Выше следуют серые полосчатые кремнистые сланцы с радиолариями (25 м) и, наконец, желто-серые песчанистые плитчатые известняки с *Productus laevicostus* White, *Pr. ex gr. mesolobus* S o w., *Camarotoechia pleurodon* S o w. и другими видами. Мощность верхней пачки известняков равна 68 м, а общая мощность турнейских отложений равна примерно 100 м. Визейские отложения в окрестностях пос. Хабарового представлены темносерыми известняками с *Productus giganteus* M a g t. и желтовато-серыми, нередко брекчиевидными известняками с многочисленными брахиоподами, описанными здесь М. Э. Янишевским (1910).

Насколько далеко протягиваются известняки нижнего карбона в пределах поднятия Урал-тау к северу, — неизвестно. Можно полагать, что в южной части антиклинория они имели широкое площадное распространение, ограничивая с востока область терригенных отложений Зилаирского синклинория.

Средний карбон

Среднекаменноугольные отложения разделяются в последнее время на два яруса: каяльский и московский. Попытка такого двучленного деления имеется в работе С. В. Семихатовой (1941), предложившей выделять на Урале в нижней части среднего карбона башкирские слои, охарактеризованные комплексом груборебристых хориститов. Более четкая палеонтологическая характеристика для одновозрастных отложений Донецкого бассейна дана А. П. Ротом (1944), доказавшим, что нижняя часть среднего карбона по своему объему и значению соответствует ярусу международной стратиграфической шкалы и содержит специфический комплекс гониатитов, брахиопод и фораминифер. А. П. Ротом в последних своих работах присвоил указанному подразделению название каяльского яруса.

Отложения среднего карбона Зилаирского синклинория

В пределах Зилаирского синклинория, как показали еще работы И. В. Хворовой (1939), двучленное деление среднекаменноугольных отложений устанавливается достаточно четко. Кроме этих крупных подразделений может быть выделен ряд более дробных горизонтов, которые, однако, не являются столь выдержанными по простираанию, как горизонты нижнего карбона, и имеют чисто местное значение.

К а я л ь с к и й я р у с

Наиболее полные разрезы среднекаменноугольных отложений развиты в бассейне р. Сакмары, где они могут быть изучены по ряду разрезов. Наиболее подробное описание этих отложений имеется в статье И. В. Хворовой (1939), данными которой мы будем пользоваться при изложении стратиграфии этих образований.

Отложения каяльского яруса по р. Сакмаре И. В. Хворовой подразделяются на два горизонта. Нижний горизонт начинается пачкой темносерых крепких кремневых известняков и брекчиевидных известняков с включениями остроугольных обломков темных и полосчатых сланцев нижнего карбона до 2,5 см в диаметре. Выше следует толща грубозернистых, сильно известковистых песчаников и зеленоватых слоистых, иногда песчанистых глин, чередующихся друг с другом. Это чередование является весьма типичным для флишевых серий. Плиты песчаников мощностью от нескольких сантиметров до 0,5—1 м грубозернисты в основании, имеют неровную бугристую нижнюю поверхность, кверху становятся более тонкозернистыми. Вместе с глинами они образуют своеобразные флишевые ритмы, описание которых мы дадим в специальной главе. Песчаники состоят из обломков кремня, силицитов, сливных кварцевых песчаников, зерен сильно измененных роговообманково-хлорито-полевошпатовых пород, остатков фораминифер и перекристаллизованных члеников криноидей. Мощность нижнего горизонта около

300 м

Верхний горизонт также начинается небольшой по мощности пачкой (около 20 м) темносерых кремнистых известняков с прослоями черных кремней и брекчиевидными известняками. Вся вышележащая толща складывается типичным флишем, состоящим из чередования грубозернистых известковистых песчаников, синевато-серых известняков и глин.

Как в нижнем горизонте каяльского яруса, так и в верхнем присутствует флишевая толща. Отличием верхнего горизонта является меньшее количество прослоев грубозернистых песчаников и присутствие известняков, которые в нижнем горизонте не встречались.

Мощность верхнего горизонта по р. Сакмаре 280 м.
Общая мощность каяльского яруса 580 м.

К югу от р. Сакмары по р. Уралу и его притокам отложения каяльского яруса сохраняют тот же характер, но несколько уменьшаются в мощности и становятся более глинистыми. В полосе их развития отсутствуют гряды песчаников и только изредка попадаются высыпки плиток известняков. Как мы увидим дальше, такое же исчезновение песчаных прослоев и преобладание глинистых пород свойственно не только восточной, но и западной окраине флишевой зоны.

По правобережью р. Сакмары, вплоть до р. Ускалыка на севере, тип строения каяльского яруса сохраняется тот же. Нижний горизонт состоит здесь из чередования темных зеленоватых слоистых аргиллитов и глин с пластами песчаников и песчанистых известняков. Песчаники серого и зеленовато-серого цвета, известковистые, грубозернистые в основании, состоят из плохо окатанных зерен кварца, кремня, полевого шпата, роговой обманки, хлорита и обломков осадочных пород. Все эти зерна сцементированы глинистым или известковистым веществом. Мощность нижнего горизонта по р. Чумазе 375 м.

Верхний горизонт отличается от нижнего меньшим количеством песчаных прослоев и состоит из темных, почти черных аргиллитов, чередующихся с редкими и тонкими песчаными прослоями до 0,10—0,20 м толщины. В основании верхнего горизонта располагается маркирующая пачка, которая по рр. Куруилу и Касмарке сложена зеленовато-серыми толсто-плитчатыми галечными известняками с включениями мелкой кварцевой гальки, кремнистых пород и известняков. На севере та же пачка представлена менее грубыми синеватыми песчанистыми известняками и обломочно-криноидными известняками с *Profusulinella* sp., *Staffella antiqua* D u t. и переотложенными визейскими фораминиферами (*Parastaffella struvei* M o e l l e r, *Archaediscus baschkiricus* K r e s t. et T h e o d.). Общая мощность известняков колеблется от нескольких метров до 20 м. Рассматриваемая пачка, разделяющая каяльский ярус на две примерно

равные части, может быть с некоторыми перерывами прослежена и в более северных частях флишевой зоны вплоть до р. Большого Ика.

Мощность верхнего горизонта по р. Ассели равна 350 м, а общая мощность каяльского яруса достигает здесь 750 м.

В бассейне рр. Сюрана и Ускалыка отложения каяльского яруса представлены зеленовато-серыми аргиллитами, выделенными под именем кугарчинской свиты. При выветривании эти породы дают характерную мелкооскольчатую или листоватую щебенку и приобретают коричневую окраску с радужными выпцетами, зависящими, повидимому, от присутствия окиси марганца. Среди аргиллитов присутствуют редкие прослои известняков и песчаников, не превышающие по мощности 5—10 см. Песчаники обычно тонкозернистые, известковистые; реже встречаются песчаники с кремнистым цементом. Флишевая ритмичность в песчаниках отсутствует. В верхней части толщи мощность песчаных прослоев увеличивается; наряду с ними появляются прослои органогенно-обломочных, иногда оолитовых известняков. В этих прослоях были встречены *Archaeodiscus baschkiricus* Krest. et Theod., *Eostaffella* ex gr. *pseudostruvei* Rauser et Bel., *Staffella antiqua* Dut., *Ozawainella* ex gr. *angulata* Col., *Schubertella* aff. *pauciseptata* Rauser. В составе этих фораминифер наряду с видами, переотложенными из нижнекаменноугольных отложений (*Archaeodiscus*, *Eostaffella*), встречаются типичные шубертеллы, присутствие которых позволяет относить вмещающие отложения к нижней половине среднего карбона. Общая мощность глинистой толщи каяльского яруса не превышает 250—260 м.

К северу от Большого Сюрана аргиллиты каяльского яруса простираются непрерывной полосой вплоть до р. Большого Ика, сохраняя тот же состав и мощность. Некоторое отличие северных разрезов заключается в том, что в средней части кугарчинской свиты появляется пачка светлых брекчиевидных и зернистых известняков до 25—30 м мощностью. В этих известняках содержатся фораминиферы, большая часть которых относится к переотложенным наюрским формам. Среди них присутствуют *Eostaffella ikensis* Viss., *Eost. protvae* Rauser, *Staffella* cf. *confusa* Lee et Chen., *St. compressa* Rauser и другие виды.

Известняковая пачка в средней части кугарчинской свиты отчетливо устанавливается по правобережью Большого Ика, где мощность свиты резко возрастает. Разрез этого типа лучше всего вскрывается по правому берегу Малого Ика у хутора Шигрыш, где наблюдается такая последовательность:

$C_1^{(u)}$	1. Мергели, аргиллиты, песчаники и известняки уббетовской свиты со <i>Staffella antiqua</i> Dut.	250 м
C_2^k	2. Зеленовато-серые и коричневые аргиллиты с конкрециями сидерита	260 м
	3. Толща аргиллитов с прослоями известняков и песчаников в нижней части	250 м
C_2^m	4. Плитчатые пелитоморфные известняки и аргиллиты московского яруса	700 м

Слои 2 и 3 приведенного разреза относятся к кугарчинской свите и соответствуют каяльскому ярусу среднего карбона.

Описанный тип строения нижней части среднего карбона свойственен юго-восточной части Суюшевской синклинали. По западному борту той же структуры каяльский ярус выделяется не столь отчетливо. Здесь среди аргиллитов встречаются прослои зернистых известняков, а также прослои светлых туфогенных песчаников до 0.2 м мощностью, приуроченных к верх-

ней части толщи. Весьма любопытно присутствие в низах среднего карбона по р. Тасе глыб известняков нижнекаменноугольного возраста. Этот глыбовый горизонт имеет небольшую мощность и ограниченное распространение.

Отделение среднекаменноугольных отложений от подстилающих пород намюрского яруса по западному борту Суюшевской синклинали не может быть точно проведено вследствие их близкого литологического сходства. Изучение фораминифер также не дает для этого твердых оснований, ибо в большинстве случаев в прослоях брекчиевидных известняков каляского яруса содержится большое количество переотложенных нижнекаменноугольных видов. Лишь в редких случаях удается встретить фораминифер в коренном залегании. Такие формы были найдены в области левобережных притоков р. Белой (р. Елан-аир). В толще аргиллитов с прослоями зернистых известняков были здесь обнаружены: *Staffella* ex gr. *antiqua* Dut., *St.* ex gr. *compressa* Rauser, *Profusulinella* sp., *Fusulinella* sp., *Fusulina* ex gr. *pancouensis* Lee et Chen.

Мощность нижней части среднего карбона по западному борту Суюшевской синклинали, вероятно, не превышает 150—200 м. Еще более резко сокращается мощность каляского яруса на восточном крыле синклинали, по правобережью Малого Ика, к северу от хут. Шигрыш. Здесь на протяжении 3—5 км пятисотметровая толща сокращается почти в 10 раз и на водоразделе Ика и Белой не превышает 50 м.

Наконец, в северной части Суюшевской синклинали, по р. Белой, отложения каляского яруса нацело отсутствуют, и московские отложения без ясных следов размыва ложатся непосредственно на визейские известняки.

Восточнее, в пределах Иргизлинской синклинали, присутствие каляских отложений отчетливо устанавливается. Они представлены толщей коричневых аргиллитов с подчиненными прослоями песчаников. Полная мощность этих пород неизвестна, ибо покрывающие отложения московского яруса нацело уничтожены эрозией.

Московский ярус

По данным И. В. Хворовой (1939), в бассейне Сакмары и Урала московский ярус представлен песчано-глинистыми отложениями флишевого типа с горизонтами глыбовых конгломератов. В крайних восточных выходах среднего карбона по р. Уралу отложения московского яруса залегают трансгрессивно, либо на унбетовской свите намюра, либо на бухарчинских известняках.

В составе московских отложений И. В. Хворова выделяет следующие четыре толщи.

1. Мелкогалечные конгломераты, состоящие из полимиктовой крепко сцементированной гальки. Вверху залегают глыбовые конгломераты, состоящие из беспорядочно сгруженных глыб, обломков пластов и плохо окатанных галек кремнистых пород, серых известняков, темных криноидных известняков и т. д. По р. Сакмаре конгломераты замещаются песчано-глинистыми породами с пачкой бесструктурных песчаных глин, содержащих скопления мелкой угловатой гальки с глыбами крепкого мелкогалечного известняка и сильно дислоцированными оторженцами песчано-глинистых образований. В глинистой брекчии содержатся многочисленные гастроподы, а также сильно потертые кораллы и брахиоподы (*Choristites* sp., *Bothrophyllum* aff. *pseudoconicum* d'Orb., *Meniscophyllum* aff. *kan-suense* Graba u). Среди песчано-глинистых отложений рассматриваемой толщи к югу от р. Сакмары И. В. Хворовой най-

дены были фузулины, определенные как *Staffella sphaeroidea* Ehrenberg, *St. ozawai* Lee et Chen, *Ozawainella angulata* Col., *Profusulinella librovitchi* Dut., *Fusulinella bocki* Moeller, *F. pseudobocki* Lee et Chen, *F. ex gr. cylindrica* Fisch., *F. elegans* Rauser et Bel.

- Общая мощность толщи в бассейне р. Урала 50 м
2. Флишевая толща, состоящая из чередования известковых песчаников с зеленовато-серыми аргиллитами. Наряду с этими породами встречаются прослойки песчаных мелкогалечных известняков, а также прослойки конгломератов, которыми начинаются обычно флишевые ритмы. В бассейне р. Урала в рассматриваемой толще присутствуют кремнистые прослои, которые в зоне выветривания представлены желтоватыми, сильно пористыми опоковидными породами. По правому берегу оврага Джарым-Сай в верхней части толщи наблюдаются огромные скопления крупногалечных конгломератов, состоящих преимущественно из карбонатной гальки с отдельными крупными известняковыми глыбами. В мелкогалечных известняках рассматриваемой толщи содержатся фораминиферы. Среди них И. В. Хворова указывает *Staffella sphaeroidea* Ehrenberg, *Ozawainella angulata* Col., *Parastaffella moelleri* Ozawa, *Fusulinella bocki* Moeller, *F. pseudobocki* Lee et Chen, *F. pulchra* Rauser et Bel., *Fusulina* cf. *cylindrica* Fisch., *F. elegans* Rauser et Bel., *F. samarica* Rauser et Bel. и другие виды.

- Мощность флишевой толщи в бассейне р. Урала 400 м
3. Третья толща в бассейне р. Урала представлена среднегалечными крепко сцементированными конгломератами, чередующимися с пластами грубозернистых песчаников. Конгломераты состоят из скопления слабоокатанной гальки известняков, кремнистых пород и кварца диаметром 3—4, реже до 10 см. На севере, в бассейне р. Сакмары, среди конгломератов наблюдаются крупные известняковые глыбы.

- Мощность третьей толщи 50—60 м
4. Флишевая толща, состоящая из чередования зеленовато-серых аргиллитов и мелкозернистых известковых песчаников. В толще встречаются прослои мелкогалечных известняков. В одном из таких прослоев к северу от пос. Подгорного обнаружены: *Staffella sphaeroidea* Ehrenberg, *Ozawainella angulata* Col., *Parastaffella* ex gr. *bradyi* Moeller, *P. moelleri* Ozawa, *Fusulinella bocki* Moeller, *F. cf. pulchra* Rauser et Bel., *F. ex gr. biconica* Hayas, *Fusulina* ex gr. *cylindrica* Fisch., *F. samarica* Rauser, *F. minima* Schellwien.

Мощность четвертой толщи 100—110 м

Нахождение многочисленных фораминифер свидетельствует о принадлежности вмещающих пород к московскому ярусу. Этот вывод И. В. Хворовой подтверждается А. В. Хабаковым (1936), который в прослое буровато-серого глинистого известняка, содержащего мелкорассеянную гальку черных кремнистых сланцев, обнаружил обильную фауну брахиопод, представленную следующими видами: *Choristites lokzi* Frk s., *Ch. mosquensis* Fisch. var. *latiangularata* Ivan., *Ch. ex gr. priscus* Eichw., *Spirifer* aff. *rodygini* Frk s., *Sp. (Munella) yavorskii* Frk s., *Sp. (Yatsengina)* sp., *Chonetes carbonifera* Key s., *Productus (Echinoconchus) punctatus* Mart., *Pr. (Dictyoclostus)* aff. *gruenewaldti* Krot., *Dictyocl.* cf. *inca* d'Orb., *Marginifera* sp., *Teguliferina* sp.

Общая мощность отложений московского яруса указанного типа — 550—600 м.

К северу от Сакмары строение московского яруса изменяется: глыбовые конгломераты, широко развитые на юге и приуроченные к двум стратиграфическим горизонтам по правобережью Сакмары — отсутствуют. Приблизительно на тех же стратиграфических уровнях здесь появляются

пачки плитчатых пелитоморфных известняков, разделенные тонкими прослоями и пачками аргиллитов. Известняки эти были названы И. В. Хворовой золотогорскими. Под микроскопом видно, что известняки представляют собой тонкодисперсную массу карбоната кальция, состоящую из мельчайших зерен, не превышающих размером 0.005 мм. Местами к кальциту примешан тонкозернистый доломит, образующий скопления в виде неправильных пятен. Данные химических анализов показывают, что содержание MgO в известняках не превышает 1—1.5%, а количество кремнезема колеблется в пределах 0.3—4%.

Золотогорские известняки среди пород московского яруса образуют две отчетливо выраженные гряды. Общая стратиграфическая последовательность в области их распространения между рр. Касмаркой и Акбердой устанавливается такая:

1. Нижняя золотогорская пачка плитчатых пелитоморфных известняков с подчиненными прослоями аргиллитов 90 м
2. Мелкозернистые известковистые песчаники и аргиллиты 340 м
3. Верхняя золотогорская пачка плитчатых пелитоморфных известняков с подчиненными прослоями аргиллитов. Изредка среди известняков встречаются зернистые разности с фораминиферами. Из их числа И. В. Хворова указывает: *Staffella sphaeroidea Ehrenberg*, *Ozawainella angulata Col.*, *Parastaffella moelleri Ozawa*, *Fusiella cf. typica Lee et Chen*, *Fusulinella bocki Moeller*, *F. pseudobocki Lee et Chen*, *F. pulchra Rauser et Bel.*, *Fusulina cylindrica Fisch.*, *Wedekindellina cf. uralica Dut.*, *W. dutkewitchi Rauser et Bel.*, *W. excentrica Roth et Skinner* и др. 60 м
4. Буровато-серые аргиллиты с прослоями мелкозернистых, несколько глинистых песчаников. В бассейне р. Касмарки среди этих пород встречаются прослои органогенно-обломочных известняков с *Staffella sphaeroidea Ehrenberg*, *Fusulina samarica Rauser*, *F. elegans Rauser et Bel.* 100—120 м

Мощность пачки 100—120 м

Общая мощность московского яруса между рр. Акбердой и Сакмарой достигает 600 м.

Золотогорские известняки, выделенные И. В. Хворовой (1939), оказались прекрасным маркирующим горизонтом и в более северной части Зилаирского синклинария. Они отчетливо прослеживаются вплоть до Большого Ика, однако мощность московских отложений, по данным Б. М. Келлера, здесь резко сокращается, и песчано-глинистые отложения теряют свой флишевый облик.

Указанное уменьшение мощности хорошо видно из следующей таблицы.

Маркирующие горизонты	Местонахождение разрезов			
	р. Ассель по И. В. Хворовой	Правобережье Акберды по Б. М. Келлеру	Правобережье р. Ускалык по Б. М. Келлеру	Правобережье р. Ияк по Б. М. Келлеру
Верхние золотогорские известняки	60 м	40 м	3—5 м	8 м
Песчано-глинистая толща между известняковыми грядами . .	340 м	200 м	70—80 м	20 м
Нижние золотогорские известняки	90 м	60 м	5 м	6—8 м

К северу от р. Ускалыка прослеживается лишь верхняя золотогорская пачка, а нижняя выклинивается, повидимому, замещаясь аргиллитами. Эта пачка появляется снова значительно севернее по правобережью

р. Иняк, где общая мощность московского яруса, вероятно, не превышает 50 м.

К северу от Большого Ика строение московского яруса среднего карбона вновь изменяется. Здесь появляется мощная толща, состоящая из чередования аргиллитов и плитчатых пелитоморфных известняков золотогогорского типа, которые неоднократно замещают друг друга по простиранию. По Малому Ику эти отложения построены следующим образом:

1. Плитчатые пелитоморфные известняки	30—40 м
2. Коричневато-серые слоистые аргиллиты	70 м
3. Плитчатые пелитоморфные известняки с кремневыми линзами и подчиненными пачками аргиллитов	200 м
4. Аргиллиты с подчиненными прослоями песчаников и тонкозернистых известняков	200 м
5. Известняки плитчатые пелитоморфные	150 м

В приведенном разрезе пачка известняков слоя 1, возможно, соответствует части нижних золотогогорских известняков р. Ассель. Выше лежащие отложения двух разрезов сопоставимы лишь по общему типу пород, но не в отношении корреляции дробных горизонтов.

В северной части Суюшевской синклинали отложения московского яруса трансгрессивно располагаются на намюрских и визейских отложениях. По левобережному притоку р. Белой (Батран, Бертрум и др.) они представлены очень мощной (свыше 700 м) толщей, состоящей из чередования пачек аргиллитов и плитчатых пелитоморфных известняков по 50—60 м мощностью. Палеонтологически эти отложения, так же как и во всей северной части Зилаирского синклинория, охарактеризованы очень слабо. А. А. Блохиным установлено присутствие в отложениях среднего карбона в бассейне р. Батран фораминифер, относящихся к следующим видам: *Staffella ex gr. struvei* Moeller, *St. cf. confusa* Lee et Chen, *Fusulinella* sp.

Так же скудна палеонтологическая характеристика московского яруса и в южной части Суюшевской синклинали. По правобережью Малого Ика среди отложений нижней золотогогорской пачки Б. М. Келлером были обнаружены глыбы известняков со *Striatifera striata* Fisch. В окружающих породах были встречены среднекаменноугольные *Nodosarum* sp.

По западному борту Суюшевской синклинали и в полосе, примыкающей к верхнекаменноугольным отложениям, мощность среднего карбона резко уменьшается. Пачки плитчатых пелитоморфных известняков выклиниваются здесь нацело, замещаясь аргиллитами. Такое выклинивание известняковых гряд в западном направлении, одновременно с уменьшением мощности московских отложений до 80—100 м, отчетливо устанавливается при картировании их в бассейне Малого Ика.

Среднекаменноугольные отложения Башкирского антиклинория

В пределах Башкирского антиклинория отложения среднего карбона представлены известняками. Лишь в области погружения структур указанного поднятия развиты терригенные толщи, выполняющие Суюшевскую и Иргизлинскую синклинали. Характеристика этих образований была дана выше. К западу от Суюшевской синклинали в пределах Ямантауской антиклинали развиты уже известняковые фации среднего карбона. Хорошие разрезы этих образований можно наблюдать по правобережью Малого Ика и по р. Сухой Кургашле, впадающей в Малый Ик у дер. Бикбулатово. Здесь на известняках намюрского яруса располагается толща темносерых слоистых известняков с конкрециями черных кремней. В этих известняках присутствуют *Staffella antiqua* Dut., *Choristites cf. ura-*

licus Le b., *Ch. bisulcatiformis* var. *rotundata* Semich. и другие виды, свидетельствующие о принадлежности вмещающих отложений к каяльскому ярусу среднего карбона. Мощность известняков каяльского яруса равна 200 м.

Московские отложения в бассейне Малого Ика отсутствуют, и непосредственно на каяльских известняках располагаются верхнекаменноугольные образования. Севернее, по р. Белой, отложения среднего карбона в 1938 г. подробно изучались М. А. Сушкиным, по данным которого на западном крыле Кузнецовской антиклинали можно выделить следующие пакки:

- | | |
|--|--------|
| 1. Темносерые тонкокристаллические известняки с подчиненными прослоями доломитов. В известняках встречаются <i>Streptorhynchus crenistria</i> var. <i>similis</i> Phill., <i>Petalaxis uchtensis</i> Stuck., <i>Lithostrotion</i> sp. | 42.3 м |
| 2. Темносерые афанитовые, местами окремненные известняки с <i>Choristites</i> ex gr. <i>bisulcatiformis</i> Semich., <i>Ch. aff. trautscholdi</i> Stuck., <i>Ch. orato-undatus</i> Semich., <i>Ch. uralicus</i> Le b. var. <i>asiatica</i> Fred., <i>Chonetes flemmingi</i> Norv. et Pratt, <i>Spirifer</i> (<i>Brachythyris</i>) <i>moelleri</i> Stuck., <i>Athyris pectinifera</i> Sow. | |
| Из фораминифер здесь же встречаются <i>Eostaffella pseudostruvei</i> Rauser et Bel. <i>Ozawainella angulata</i> Col. | 57 м |
| 3. Темносерые известняки и доломиты с конкрециями черных кремней. Встречены <i>Choristites</i> sp., <i>Chaetetes radians</i> Fisch., <i>Bothrophyllum</i> sp. | 72 м |
| 4. Серые пелитоморфные известняки с кремнями. В известняках найдены <i>Choristites</i> aff. <i>andygensis</i> Semich., <i>Ch. aff. sowerbyi</i> Fisch., <i>Productus</i> (<i>Dictyoclostus</i>) aff. <i>moelleri</i> Stuck., <i>Neospirifer attenuatiformis</i> Ivan., <i>Chonetes flemmingi</i> Norv. et Pratt, <i>Pustula pustuliformis</i> Rot., <i>Stafella sphaeroidea</i> Ehrenberg, <i>Eostaffella pseudostruvei</i> Rauser et Bel. и др. | 31.7 м |
| 5. Темные доломиты и известняки с тонкими окремненными прослоями | 23 м |

Так же, как в бассейне Малого Ика, среднекаменноугольные отложения р. Белой принадлежат к каяльскому ярусу среднего карбона; московские отложения здесь отсутствуют. Об этом свидетельствует нахождение представителей рода *Staffella* при полном отсутствии характерных форм московского яруса (*Fusulina*, *Wedekindellina* и др.). К тому же заключению приводит наличие грубобрестых хориститов, типичных для каяльского яруса. Правда, наряду с ними имеются виды, свойственные московскому ярусу (*Choristites* aff. *trautscholdi* Stuck., *Ch. aff. sowerbyi* Fisch.), но, повидимому, формы эти имеют существенное различие по сравнению с типичными представителями.

Общая мощность известняков среднего карбона в приведенном разрезе равна 230 м. На восточном крыле Кузнецовской антиклинали М. А. Сушкин считает мощность тех же отложений равной 273 м.

Среднекаменноугольные отложения антиклинория Урал-тау

В пределах антиклинория Урал-тау отложения среднего карбона нацело уничтожены эрозией. О былом их присутствии можно судить по нахождению в глыбовых конгломератах верхнего карбона в восточной полосе их выходов известняков с *Choristites* aff. *fischeri* Fred., *Ch. aff. ivanovi* Fred., *Ch. ex gr. priscus* Eichw., *Munella* (?) *yavorskii* Fred., *Vatsengina* sp. (Руженцев, 1937). Присутствие этих глыб, снесенных с поднятия Урал-тау, позволяет предполагать, что здесь были развиты известняки московского яруса.

О наличии в этом районе отложений каяльского яруса сведений не имеется.

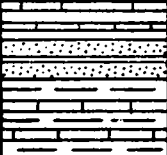
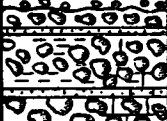
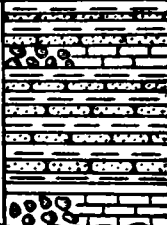
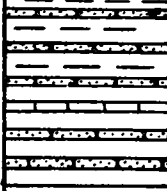
В составе верхнекаменноугольных отложений В. Е. Руженцев (1944) предложил выделять два яруса. Нижний, жигулевский ярус характеризуется присутствием грубребристых хориститов «самарского типа», специфическим комплексом гониатитов, относящихся к родам *Metapronorites*, *Neopronorites*, *Paraschumardites*, а среди фораминифер некоторыми представителями рода *Triticites*, обычно отсутствующими в верхних горизонтах верхнего карбона (*Triticites montiparus* Moeller, *Tr. arcticus* Schellwien, *Tr. stuckenbergi* Rauser, *Tr. schwageriniformis* Rauser). Верхний, оренбургский, ярус имеет иной видовой состав тритицитов (*Tr. jigulensis* Rauser, *Tr. beedei* Dunb. et Cond. r., *Tr. plummeri* Dunb. et Cond. r.). Комплекс гониатитов оренбургского яруса существенно отличается от состава их в подстилающих образованиях и представлен родами *Uddenites*, *Vidrioceras*, *Schumardites*, *Marathonites*, *Emilites*, *Schistoceras*, *Glaphyrites*, *Aristoceras*, *Neodimorphoceras*.

Типовой разрез для выделения двух ярусов верхнего карбона приводится В. Е. Руженцевым для терригенных отложений Зилаирского синклинария (фиг. 4). Здесь, в составе верхнекаменноугольных отложений В. Е. Руженцев выделяет три горизонта:¹ абзановский, зианчуринский и оренбургский. Эти подразделения могут быть приняты за основу подразделений верхнего карбона, однако объем среднего зианчуринского горизонта, весьма сложного по своему строению и изменчивого в фациальном отношении, понимается нами иначе, чем его автором. Флишевая толща с глыбовыми конгломератами, выделенная В. Е. Руженцевым под именем канчеровской фации зианчуринского горизонта, с нашей точки зрения должна быть отнесена к абзановскому горизонту. Типом зианчуринского горизонта может считаться ивановская его фация, представленная песчаниками и аргиллитами с прослоями зернистых фузулиновых известняков. При таком понимании зианчуринского горизонта его следовало бы скорее именовать ивановским горизонтом, однако, введенные нами преобразования не столь велики, чтобы менять укоренившиеся названия. Саплайкские известняковые глыбовые конгломераты, которые по мнению В. Е. Руженцева являются фацией зианчуринского горизонта, также, по видимому, следует причислить к абзановскому горизонту.

В отношении канчеровского флиша это положение очевидно, ибо ивановская фация по всем особенностям своего строения не может замещаться флишевой толщей при тех соотношениях, которые имеют место в бассейне р. Сакмары.

Саплайкские глыбовые конгломераты построены таким образом, что синхроничность их ивановской фации зианчуринского горизонта вполне допустима. Отнесение ее к абзановскому горизонту основано лишь на наличии резкого стратиграфического перерыва выше саплайкских конгломератов (р. Сюран) и тесной связи с абзановской флишевой толщей. Такое толкование разреза может быть принято чисто условно.

¹ Горизонт — это дробная стратиграфическая единица, выделение которой основано присутствием специфического комплекса ископаемых организмов. Выделение горизонта не связано с литологическим составом пород и может быть проведено для отложений различного фациального типа. Обычно горизонт соответствует части яруса и может быть прослежен на достаточно обширных площадях. С этой точки зрения горизонтом могут быть названы оренбургские отложения верхнего карбона, стерлитамакские отложения нижней перми, но никак не мазитовские или куруильские образования нижнего карбона, выделяющиеся лишь на основании литологических признаков и не имеющие достаточно четкой палеонтологической характеристики. Так же точно для нижнепермских отложений горизонтом не могут быть названы такие подразделения, как ассельская, тазларовская или байгенджинская свиты.

Система отдел	Ярус	Сбиты и горизонты	Мощность в м		Литологический состав	Палеонтологическая характери- стика
Верхний Карбон	Оренбургский	Оренбургский	500		Аргиллиты, мергели с прослоями песчаников	<i>Triticites jigulensis</i> Rausser, <i>T. beedei</i> Dunb. et Condor, <i>T. whitei</i> ; Rausser, аммоней: <i>Schistoceras</i> , <i>Uddenites</i> <i>viduoceras</i> и др.
	Жигулевский	Зианчуринский	50 - 700		Аргиллиты, мергели известняки. Прослои и пачки известняков	<i>Triticites arcticus</i> Schellwien Tr. <i>stuckenber-</i> <i>gi</i> . Rausser, аммоней: <i>Uralites orenburgensis</i> Voin. <i>Eoasianites</i> <i>Proschumardites</i> и др.
		Абзаноовский	50 - 500		Флишевая толща с элювиальными конгломератами. На западе известняковые конгломераты	<i>Triticites noinskyl</i> Rausser <i>Triticites paracull-</i> <i>lensis</i> Rausser
			500		Флишевая толща. Песчаники, аргиллиты мергели.	<i>Triticites</i> , <i>montiparus</i> Moell. <i>Tr. lucidus</i> Rausser
Средний Карбон	Московский		600		Флишевая толща. Два горизонта элювиальных конгломератов. На за- паде пачки плитчатых пелитоморфных из- вестняков (золотогорские)	<i>Wedekindellina</i> <i>dutkewitchi</i> Rausser <i>Fusulina elegans</i> Rausser et Bel. Хориститы: <i>Choristi-</i> <i>tes loczi</i> Frcks Ch. <i>mosquensis</i> var. <i>latian-</i> <i>gulata</i> Jvan.
	Казанский		550 - 600		Аргиллиты и песчаники На юго-востоке флишевая толща. На севере аргиллиты.	<i>Staffella</i> . <i>Profusulinella</i> <i>Schubertella</i> .

Фиг. 4. Сводная стратиграфическая колонка отложений среднего и верхнего карбона Зилаирского синклинория.

К сожалению, как одно, так и другое построение пока не может быть доказано палеонтологически. Как будет видно из дальнейшего изложения, при новом сопоставлении разрезов, абзановский горизонт содержит бедный комплекс фораминифер, но в известняковых включениях глыбовых конгломератов этого горизонта известны брахиоподы и аммониты. Встреченные здесь виды свидетельствуют о принадлежности абзановского горизонта к нижней части верхнего карбона, т. е. к жигулевскому ярусу В. Е. Руженцева.

Зианчуринский горизонт не имеет достаточно полной палеонтологической характеристики; брахиоподы в нем не найдены, а аммониты изучены недостаточно. Судя по комплексу фораминифер, среди которых присутствуют такие виды, как *Triticites arcticus* Schellwien, *Tr. noinskyi* Rauser, *Tr. montiparus* Schellwien, зианчуринский горизонт может быть причислен к жигулевскому ярусу В. Е. Руженцева. Так как, однако, часть фораминифер может находиться здесь во вторичном залегании, то вывод о возрасте зианчуринского горизонта не может считаться прочно доказанным. Если принять вывод о принадлежности зианчуринского горизонта к жигулевскому ярусу, то внутри этого яруса будет проходить резкий размыв с трансгрессивным налеганием верхних его горизонтов на нижние.

Оренбургский горизонт имеет более полную палеонтологическую характеристику и включает богатый комплекс фораминифер и аммонитов, существенно отличающийся от того, который развит в нижележащих отложениях. Брахиоподы в оренбургском горизонте отсутствуют.

Все вышеизложенное дает возможность полагать, что предложенное В. Е. Руженцевым двучленное деление верхнего карбона имеет реальное основание, но может быть прочно доказано только после более детального изучения типового разреза Зилаирского синклиория и сравнения его с другими районами. До сих пор не известно, каким образом уральский разрез верхнего карбона может быть сопоставлен с одновозрастными образованиями Русской платформы и, в частности, с подмосковным разрезом, где, как известно, еще С. Н. Никитиным был установлен гжельский ярус, охарактеризованный комплексом брахиопод. Естественно, что название гжельского яруса для одного из подразделений верхнего карбона должно быть сохранено в силу права приоритета.

Исходя из всего сказанного, следует считать, что выделение ярусов в составе верхнекаменноугольных отложений принципиально не может встретить возражений, но является пока делом будущего. Поэтому в дальнейшем изложении мы дадим описание верхнего карбона Зилаирского синклиория по горизонтам, без выделения в составе их отдельных ярусов.

Абзановский горизонт

На юге, в бассейне рек Сакмары и Урала, абзановский горизонт представляет собой типичную флишевую толщу, состоящую из чередования песчанистых известняков, известковистых песчаников, мергелей и аргиллитов. Эти породы составляют отчетливые флишевые ритмы, мощностью от 0.10 до 2—2.5 м, которые начинаются наиболее грубозернистыми породами — песчаниками, иногда с мелкогалечными конгломератами в основании пластов, и заканчиваются глинистыми отложениями. В толще пород флиша присутствуют прослои глыбовых конгломератов, которые представляют собой сложно перемятые песчано-глинистые отложения с включениями известняковых глыб, относящимися ко всем трем отделам карбона, а также галек более древних пород, представленных яшмовидными силицитами, обломками метаморфических сланцев. Глыбовые конгломераты

в нижней части абзановского горизонта пользуются незначительным распространением, но в верхах его достигают грандиозного развития, что хорошо видно из следующего разреза, составленного В. Е. Руженцевым у сел. Канчерова. Здесь на отложениях среднего карбона залегают:

1. Голубовато-серые аргиллиты с прослоями мелкозернистых песчаников, рже серых и синевато-серых песчаных, иногда мелкогалечных известняков. В основании пачки двухметровый пласт мелкогалечного конгломерата, переходящий вверх в мелкогалечный известняк. Общая мощность толщи	235 м
2. Глинистая брекчия, представляющая собою зеленовато-серую бесструктурную глину с включениями преимущественно известняковой гальки различного размера	12 м
3. Мелкогалечный конгломерат, переходящий вверх в голубовато-серый известковистый песчаник	3 м
4. Зеленовато-серые песчаные аргиллиты с прослоями синевато-серых известковистых песчаников и рже песчаных известняков	153 м
5. Подводно-оползневая брекчия. Перемятые песчано-глинистые отложения с включениями известняковых глыб	150 м
6. Мелкозернистые известковистые песчаники, чередующиеся с зеленовато-серыми аргиллитами	46 м
7. Пласт оползневой брекхии	7 м
8. Аргиллиты и песчаники. Редкие тонкие прослои известняков	16 м
9. Пласт оползневой брекхии	13 м
Общая мощность флишевой толщи абзановского горизонта в канчеровском разрезе	635 м.

В более восточных разрезах в бассейне р. Урала абзановская флишевая толща, по данным В. Е. Руженцева, слагается более грубыми породами. Горизонты глыбовых конгломератов имеют здесь значительную мощность. Они встречаются и в нижней части флишевой толщи, но наибольшее распространение имеют в верхах разреза. Здесь они состоят из «крепко сцементированных, совершенно несортированных галек различных кремнистых пород, песчаников зилаирской свиты и валунов каменноугольных известняков». Пачки таких грубообломочных пород чередуются с песчано-глинистыми флишевыми отложениями и глинистыми брекчиями.

Общая мощность абзановской флишевой толщи в бассейне р. Урала достигает 700—900 м, мощность же глыбовых конгломератов в верхней части разреза составляет 300—400 м.

Иные изменения происходят в строении абзановского горизонта в западных разрезах по р. Сакмаре. Здесь мощность глыбовых конгломератов в верхней части толщи постепенно уменьшается и вся толща абзановских отложений слагается из флишевого чередования песчаников и аргиллитов мощностью до 400—500 м.

Во флишевой толще абзановского горизонта изредка встречаются фораминиферы. Среди них В. Е. Руженцевым указываются *Triticites montiparus* Moeller, *Tr. cf. umbonoplicatus* Rauser et Bel., *Fusulinella usvae* Dut., *F. pulchra* Rauser et Bel. и большое число переотложенных видов, свойственных нижне- и среднекаменноугольным отложениям. В прослое известняка флишевой серии был найден *Uddenites sakmarensis* Ruzh.

Кроме того, в известковых отторженцах глыбовых конгломератов встречаются брахиоподы, относящиеся к следующим видам: *Choristites norini* Chao var. *russiensis* I. et I., *Ch. pavlovi* Stuck., *Teguliferina baschkirica* Karp., *Brachythyris sokolovi* Tschern. var. *laevis* Lich., *Spiriferella zitteli* Schellwien, *Dictyoclostus praeuralensis* Step., *Linoproductus cora* d'Orb., *Avonia curvirostris* Schellwien, *Echinoconchus elegans* McCoy, *Marginifera pusilla* Schell-

wien, *Chonetes granulifera* Owen, *Ch. verneuillianus* N. et P., *Neophricadothyris asiatica* Cha o.

Из аммонитов в глыбовых включениях присутствуют: *Metapronorites cuneilobatus* R u z h., *Uddenites convexus* R u z h., *Marathonites ex gr. parkeri* (H e i l p.), а также представители родов *Parashumardites*, *Schistoceras* и *Agathiceras*.

Поскольку известняковые отторженцы весьма близки по возрасту вмещающей флишевой толще, присутствие перечисленных видов дополняет палеонтологическую характеристику абзановского горизонта, подтверждая его верхнекаменноугольный возраст.

К северу от р. Сакмары полоса выходов верхнекаменноугольных отложений постепенно смещается к западу, в результате чего здесь появляются отложения, свойственные западной части Зилаирского синклинария. Отложения абзановского горизонта имеют здесь иное строение. В нижней своей части они представлены флишевой толщей, а сверху слагаются саплайскими известняковыми глыбовыми конгломератами. Лучшие разрезы этого типа можно видеть по правому берегу р. Ассели, где В. Е. Руженцевым дан следующий разрез флишевой толщи:

- | | |
|---|-------|
| 1. Чередование темносерых и зеленоватых тонкозернистых, слегка глинистых или песчаных известняков, зеленовато-серых мелкозернистых песчаников и буровато-серых аргиллитов. Благодаря присутствию крепких известняков, дачка эта в рельефе образует небольшую гряду | 30 м |
| 2. Аргиллиты с подчиненными прослоями мелкозернистых известковистых песчаников | 240 м |
| 3. Темносерые или зеленоватые тонкозернистые песчаные известняки, разделенные прослоями аргиллитов | 50 м |
| 4. Зеленовато-серые мелкозернистые известковистые песчаники, чередующиеся с аргиллитами, нередко песчанистыми и тесно переслаивающимися с песчаниками. Изредка среди этих пород встречаются тонкие прослои известняков. Общая мощность флишевой толщи абзановского горизонта в этом разрезе равна | 550 м |

По сравнению с более южными разрезами флишевая толща абзановского горизонта рассматриваемого типа характеризуется отсутствием грубо-обломочных пород в основании флишевых ритмов. Тот же тип флишевой толщи сохраняется и в более северных разрезах, однако мощность ее в этом направлении значительно уменьшается. В бассейне р. Ускалыка она оценивается в 400—450 м, по р. Сюрану не превышает 200—300 м, по р. Иняку равна 200—250 м. Наконец, по правобережью Большого Ика абзановские отложения выклиниваются нацело, и трансгрессивно на среднекаменноугольных отложениях залегает зиянчуринский горизонт верхнего карбона. Палеонтологическая характеристика абзановской флишевой толщи в северных разрезах также очень скудна. Изредка в ней встречаются фузулиниды, среди которых в бассейне р. Сюрана Б. М. Келлером указываются *Triticites lucidus* R a u s e r.

В рассматриваемой полосе выходов верхнего карбона между рр. Асселью и Иком абзановский горизонт заканчивается саплайскими глыбовыми конгломератами, которые, однако, по типу своего строения резко отличаются от канчеровских конгломератов. В то время как последние представляют собой перемятые песчано-глинистые породы с разрозненными включениями известняков, саплайские брекчи представляют собою «плотное нагромождение валунов и огромных глыб преимущественно светлых визейских известняков с кораллами, гигантеллами и стриа-тиферами, и более темных известняков среднего карбона с конкрециями черных кремней, заключающими хориститов». Наряду с известняковыми глыбами в бассейне р. Акберды был найден обломок розового кварцевого

песчаника, повидимому, относящийся к такатинской свите девона Башкирского антиклинория. Гальки яшм и метаморфических сланцев, столь обильные в канчеровских брекчиях, среди рассматриваемых отложений отсутствуют полностью. Цементом конгломератов служат мелкообломочные известняки. Реже среди них встречаются зернистые и слоистые пелитоморфные разности светлых известняков, в которых Б. М. Келлером по р. Ускалыку были обнаружены тритициты, определенные Д. М. Паузер-Черноусовой как *Triticites noinskyi* R a u s e r, *Tr. paracullomensis* R a u s e r.

Строение саплайкских брекчий значительно изменяется при прослеживании этого горизонта по простиранию. В. Е. Руженцев указывает, что по р. Ассели наблюдается только один или два пласта глыб общей мощностью не более 150 м. Севернее по р. Ассели насчитывается четыре глыбовых горизонта, образующих крупные линзы среди песчано-глинистых пород. Общая мощность толщ возрастает здесь до 400 м. Далее по правобережью р. Ускалыка, по данным Б. М. Келлера, снова наблюдается один горизонт мощностью в 200 м. Размер отдельных включений достигает в этом разрезе 5—7 м. На водоразделе Ускалыка и Сюрана глыбовые конгломераты уменьшаются в мощности и, наконец, исчезают. По р. Сюрану на продолжении гряды саплайкских брекчий располагается пачка глинистых пород в 10—15 м мощностью, содержащая известняковые включения, не превышающие в диаметре 1—2 м. Эта пачка является базальным конгломератом вышележащей серии песчано-глинистых пород зиянчуринского горизонта, которая трансгрессивно располагается на абзановской флишевой толще.

Такие же соотношения наблюдаются и во всей полосе выходов верхнекаменноугольных отложений северной части Зилаирского синклинория между рр. Сюраном и Малым Иком. Однако, в пределах указанной полосы под пачкой глинистых конгломератов снова появляются глыбовые конгломераты саплайкского типа. По правому берегу Малого Сюрана наблюдается одна гряда до 30—50 м мощностью. Тот же тип разреза наблюдается и по р. Иняк у сел. Красный Камень, где глыбовые конгломераты впервые были описаны А. П. Карпинским. Южнее Иняка, на водоразделе Малой Азаклы и Ургеня, протягиваются две гряды, разделенные песчано-глинистыми отложениями.

Между Большим и Малым Иком известняковые конгломераты снова отсутствуют. Наиболее северные выходы вскрываются по р. Малому Ику выше сел. Бикбулатова, где наблюдается следующий разрез:

- | | | |
|-----------------------------|--|-------|
| C ₁ | 1. Темносерые тонкослоистые известняки с <i>Choristites bisulciformis</i> var. <i>rotundata</i> S e m i c h., <i>Ch. cf. uralicus</i> L e b., <i>Staffella antiqua</i> D u t. | 200 м |
| C ₂ ^a | 2. Серые и зеленовато-серые аргиллиты с прослоями песчаников (0.05 м) с бугристой нижней поверхностью. Редкие прослои глинистых конгломератов с окатанными валунами темносерых пелитоморфных известняков | 50 м |
| C ₃ ^a | 3. Темносерые толстослоистые известняки, переслаивающиеся с известняковыми конгломератами. Последние состоят из окатанных субангулярных галек и глыб известняков нижнего и среднего карбона, диаметром 0.2—0.4 м, скрепленных известняковым мелкообломочным цементом. Пачки известняков внутри толщ до 3 м мощностью | 120 м |
| C ₃ ^z | 4. Толща перемежтых серых глин и песчаников с разрозненными известняковыми включениями. Вверху пачки включения исчезают, преобладают песчаники, лишенные флишевой ритмичности с прослоями мергелей и аргиллитов. В песчаниках найден <i>Uralites orenburgensis</i> V o i n. Общая мощность толщ . . . | 60 м |

В пределах южного погружения структур Башкирского антиклинория нижние горизонты верхнего карбона, так же как и московские отложения отсутствуют. Трансгрессивно на каляльском ярусе среднего карбона здесь лежит оренбургская песчано-глинистая толща.

В области антиклинория Урал-тау верхнекаменноугольные отложения, не сохранились. Судя по составу глыб в канчеровских брекчиях, здесь были развиты известняки с брахиоподами, список которых был уже приведен нами ранее. К отложениям того же возраста могут быть отнесены своеобразные желтовато-серые, а также розоватые известняки, переполненные гальками кремнистых и яшмовидных пород. Обломки этих конгломератовидных известняков широко представлены в глыбах канчеровских брекчий.

Наконец, близкими по возрасту отложениями являются грубые конгломераты, состоящие из хорошо окатанных галек кремнистых и яшмовых пород. Рисунок огромного отторженца этих конгломератов, длиною свыше 30 м, приведен в статье А. А. Богданова (1946).

Зианчуринский и оренбургский горизонты

Верхние горизонты каменноугольных отложений в пределах Зилаирского синклинория представлены чередованием аргиллитов, песчаников, мергелей, зернистых и брекчиевидных известняков. В серии чередования этих пород ритмичность флишевого типа отсутствует. Отдельные пласты песчаников и известняков не выдерживаются по простиранию и быстро выклиниваются.

Среди отложений указанного типа можно видеть два горизонта: зианчуринский и оренбургский, отличающиеся друг от друга как литологическим составом, так и комплексом фораминифер, встреченным в каждом из них.

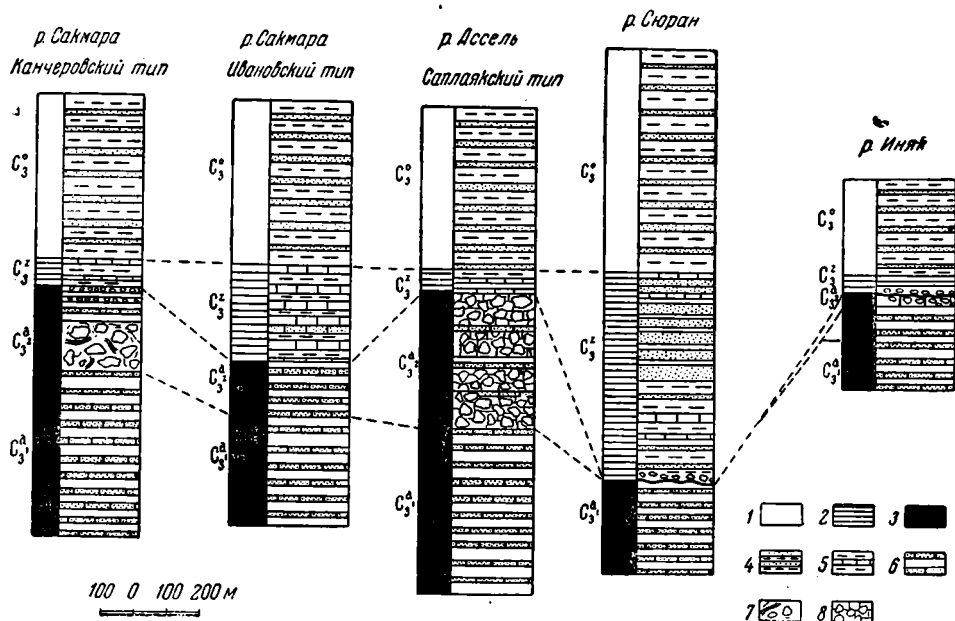
В южной части рассматриваемой площади в бассейне р. Сакмары и Урала они построены следующим образом.

1. **Зианчуринский горизонт.** Представлен мергелями, аргиллитами и песчаниками с многочисленными прослоями самых разнообразных известняков: чистых, глинистых, песчанистых, органогенно-обломочных. Наиболее типичной породой являются светлые с желтоватым оттенком органогенно-обломочные известняки, сцементированные мучнистым, несколько охристым карбонатом. В этих известняках встречаются многочисленные фузулиниды, среди которых В. Е. Руженцевым приводятся: *Triticites arcticus* Schellwien, *Tr. umbonoplicatus* Rauser et Bel., *Tr. schwageriniiformis* Rauser, *Tr. noinskyi* Rauser, *Tr. montiparus* Moell., *Tr. ex gr. stuckenbergi* Rauser. Реже встречается *Tr. paraarcticus* Rauser, *Tr. acutus* Dunb. et Cond., *Tr. simplex* Schellwien. Наряду с триптицитами большим распространением пользуются *Quasifusulina longissima* Moeller, *Fusulinella usvae* Dut., *F. pulchra* Rauser et Bel. Кроме этих видов встречается большое число заведомо перестолженных форм из более древних отложений.

Максимальная мощность зианчуринского горизонта, достигающая в бассейне р. Сакмары 300 м, наблюдается там, где в подстилающих абзановских отложениях глыбовые конгломераты очень мало развиты или совершенно отсутствуют. Наоборот, там, где в абзановской флишевой толще присутствуют мощные пачки глыбовых конгломератов, разрез зианчуринского горизонта сильно сокращается (фиг. 5). Вблизи сел. Канчерова зианчуринские отложения представлены, например, чередованием глин,

песчаников и органогенно-обломочных известняков, мощность которых не превышает 70 м.

Подобные взаимоотношения можно объяснить тем обстоятельством, что подводные оползни абзановского горизонта создали расчлененный рельеф морского дна; в депрессиях этого рельефа отложения зиянчуринского горизонта достигают наибольшей мощности.



Фиг. 5. Нормальные разрезы верхнекаменноугольных отложений Зилайского синклинария.

1 — оренбургский горизонт; 2 — зиянчуринский горизонт; 3 — абзановский горизонт; 4 — мергели, аргиллиты, песчаники; 5 — пачки известняков среди песчано-глинистых пород; 6 — флищевая толща; 7 — глыбовые конгломераты во флище; 8 — глыбовые конгломераты в известковой толще.

2. Оренбургский горизонт. В бассейнах рек Урала и Сакмары оренбургский горизонт, по данным В. Е. Руженцева, состоит из «буровато-серых, иногда песчаных сланцеватых глин, чередующихся с прослоями крепких тонкозернистых песчаников. Встречаются прослои бурых рыхлых песчаников, почти песков, глинистых скорлуповатых песчаников и небольшие прослои глинистых мелкогалечных брекчий, а на востоке, в бассейне р. Урала, мелкогалечных конгломератов, образованных плотно уложенной галькой, размером не более 1—1.5 см. Карбонатные прослои представляют большую редкость, но среди глин развиты мергельные конкреции и линзовидные прослои темнобурых, несколько загрязненных терригенной примесью известняков». В этих породах встречаются скопления аммонитов, среди которых В. Е. Руженцевым указываются: *Metadaraelites primoris* R u z h., *Neopronorites carboniferus* R u z h., *Daixites meglitzkyi* R u z h., *Uddenites orenburgensis* R u z h., *Artinskia irinae* R u z h., *Vidrioceras borissaki* R u z h., *Shumardites confusus* R u z h., *Emilites plummeri* R u z h., *Aristoceras chkalovi* R u z h. и представители родов *Schistoceras*, *Neodimorphoceras*, *Neoaganides*, *Marathonites*, *Prothalassoceras*, *Agathiceras*, *Somoholites*, *Glaphyrites*, *Eoasianites*.

Среди фузулинид наряду с видами, встречающимися в более древних слоях верхнего карбона, в оренбургском горизонте присутствуют *Triticites incisus* Schellwien, *Tr. jigulensis* Rauser., *Tr. ex gr. beedei* Dund. et Cond r., *Tr. ex gr. plummeri* Dunb. et Cond r. и ряд представителей рода *Pseudofusulina* (*Ps. sokensis* Rauser.).

Мощность оренбургского горизонта в бассейне р. Урала и Сакмары, по мнению В. Е. Руженцева, повсеместно равна 500 м.

К северу от р. Сакмары зиянчуринский и оренбургский горизонты могут быть изучены в целом ряде разрезов. Так же, как и на юге, зиянчуринский горизонт испытывает значительные фациальные изменения. В области максимального распространения саплайкских глыбовых конгломератов ивановский горизонт представлен небольшой по мощности пачкой песчано-глинистых пород с подчиненными прослоями органогенно-обломочных фузулиновых известняков. Мощность этих отложений не превышает 60—70 м. Севернее по правобережью р. Сюрана, там, где глыбовые конгломераты выпадают из разреза, трансгрессивно на абзановский флишевой толще с небольшой пачкой глинистых конгломератов в основании располагаются:

C ₃ ²	1. Толща, состоящая из чередования мергелей, аргиллитов, тонких прослоев песчаников и известняков, среди которых встречаются как зернистые, так и пелитоморфные разновидности. В нижней части толщи выделяются два более мощных прослоя зернистого известняка, переполненного фузулинидами. Среди них были встречены <i>Triticites arcticus</i> Schellwien, <i>Tr. secalicus</i> Say., <i>Tr. stuckenbergi</i> Rauser, <i>Tr. schwageriniiformis</i> Rauser, <i>Tr. ventricosus</i> var. <i>medialis</i> Staff., <i>Tr. paracullomensis</i> Rauser.	250 м
C ₃ ²	2. Известковистые песчаники и песчанистые известняки с подчиненными прослоями мергелей и аргиллитов. Редкие прослои зернистых известняков с тритицитами	250 м
C ₃ ⁰	3. Темносерые коричневатые мергели с подчиненными прослоями известковистых песчаников и реже зернистых известняков с фораминиферами. Наряду с видами, переходящими из нижележащих отложений, здесь присутствуют <i>Triticites jigulensis</i> Rauser, <i>Tr. whitei</i> Rauser, <i>Tr. beedei</i> Dunb. et Cond r. Мощность свыше	700 м

В приведенном разрезе мощность зиянчуринского горизонта резко увеличена по сравнению с более южными районами. Пачка песчаников в верхней его части хорошо выделяется на геологической карте, и на юге в области водораздела Сюрана и Ускалыка постепенно сближается с абзановской флишевой толщей и, наконец, непосредственно на нее налегает. Еще далее к югу она исчезает из разреза, и оренбургский горизонт представлен лишь верхней своей толщей. В нижних двух пачках разреза р. Сюрана прослои конгломератов или какие-либо включения известняковых глыб полностью отсутствуют. Этот факт не дает возможности предполагать фациальное замещение по р. Сюрану саплайкских глыбовых конгломератов нижними пачками приведенного разреза.

Так же, как и в южном направлении, к северу от р. Сюрана мощность зиянчуринского и оренбургского горизонтов сокращается. В пределах полосы выходов этих пород от р. Малого Сюрана на юге до Большого Ика на севере мощность рассматриваемых отложений равна 400—450 м.

В северной части Зилаирского синклиория, между Большим и Малым Иком, снова появляются нижние горизонты разреза и мощности отложений

резко возрастают. Этот разрез, изучавшийся Б. М. Келлером, очень близок к сюранскому. Последовательность при этом наблюдается такая:

C ₂	1. Аргиллиты, песчаники и зернистые известняки каляльского яруса среднего карбона со <i>Staffella antiqua</i> Dut.	
C ₃ ^z	2. Песчано-глинистые отложения с включениями глыб известняков нижнего и среднего карбона	30 м
C ₃ ^z	3. Аргиллиты с тонкими прослоями песчаников. По р. М. Ику в нижней части толщи найден <i>Uralites orenburgensis</i> Voign.	330 м
	4. Песчаники среднезернистые, в основании пластов грубозернистые, желтеющие при выветривании, и подчиненные прослои аргиллитов с растительными остатками. В песчаниках А. В. Хабаковым в 1936 г. обнаружены <i>Proschumardites gaptankense</i> Miller, <i>Agathiceras frechi</i> Bose, <i>Prothalassoceras</i> sp., <i>Euasianites</i> sp., <i>Glaphyrites</i> sp. (определ. С. В. Максимовой)	125 м
C ₃ ^o	5. Глинистая толща с редкими прослоями песчаников, темных пелитоморфных известняков и зернистых известняков с <i>Rugosofusulina actjubensis</i> Rauser, <i>Triticites</i> ex gr. <i>nathorsti</i> Schellwien, <i>Tr. noinskyi</i> Rauser, <i>Tr. vetustus</i> Schellwien	500 м
	6. Рыхлые фузулиновые известняки с <i>Rugosofusulina actjubensis</i> Rauser, <i>Triticites</i> ex gr. <i>plummeri</i> Dunb. et Cond., <i>Fusulinella pulchra</i> Rauser et Bel. К этому списку добавляются следующие формы, приведенные для этой пачки В. Н. Крестовниковым: <i>Triticites jigulensis</i> Rauser, <i>Tr. plummeri</i> Dunb. et Cond., <i>Tr. noinskyi</i> Rauser, <i>Tr. secalicus</i> Say, <i>Tr. secalicus</i> var. <i>medialis</i> Staff., <i>Tr. cullomensis</i> Dunb. et Cond., <i>Rugosofusulina serrata</i> Rauser, <i>R. moderata</i> Rauser, <i>Pseudofusulina paragregaria</i> Rauser, <i>Ps. krotovi</i> Schellwien	325 м
P ₁ ^{sa}	7. Темносерые органогенно-обломочные известняки, переслаивающиеся с мергелями с <i>Pseudofusulina krotovi</i> var. <i>sphaerica</i> Raus., <i>Ps. cf. decurta</i> Korzh., <i>Ps. ex gr. gregaria</i> Lee, <i>Ps. uralica</i> Krot., <i>Rugosofusulina serrata</i> Rauser, <i>Rug. actjubensis</i> Rauser и много переотложенных видов.	

Приведенный разрез хорошо сопоставляется с разрезом р. Сюрана. Как в одном, так и в другом случае в 250—300 м выше основания зиянчуринского горизонта отчетливо выделяется маркирующая пачка песчаников. Сопоставление ее вместе с подстилающей глинистой толщей с салаякскими глыбовыми конгломератами невозможно. Последние, типично представленные по р. Малому Ику, имеют мощность 120 м и располагаются стратиграфически ниже всех пачек приведенного разреза.

По р. Малому Ику зиянчуринские отложения резко трансгрессивно залегают на подстилающих образованиях, вплоть до известняков каляльского яруса среднего карбона. К северу от Малого Ика мощность зиянчуринских и оренбургских образований быстро уменьшается. Прослои песчаников и органогенно-обломочных известняков в толще исчезают, и преобладающее значение в толще приобретают глинистые отложения. Интересно отметить появление среди них по р. Кургашле массивов светлосерых известняков, которые можно рассматривать как рифовые образования, đồngовозрастные с окружающими глинистыми породами.

В области водораздела Малого Ика и Белой рассматриваемые отложения переходят в толщу темных окремненных слоистых аргиллитов, не превышающую по мощности 30 м. Таким образом, фациальное замещение тысячеметровой толщи песчано-глинистых образований указанной кремнистой пачкой осуществляется всего лишь на расстоянии 15 км по простиранию западного крыла антиклиналя Яман-тау.

В пределах Башкирского антиклинория пачка кремнистых аргиллитов, включающая, повидимому, не только оренбургский горизонт верх-

него карбона, но также ассельский горизонт сакмарского яруса, имеет широкое распространение и развита повсеместно, вплоть до южных окраин Каратауского комплекса (р. Аты). В пределах рассматриваемой площади кремнистые аргиллиты незначительной мощности (30—40 м) повсеместно располагаются на слоистых известняках каяльского яруса среднего карбона.

Имелись ли верхние горизонты верхнекаменноугольных отложений в области антиклинория Урал-тау — неизвестно. Если они были представлены отложениями, не охарактеризованными палеонтологически, то распознать их обломки в более молодых по возрасту глыбовых конгломератах не представляется возможным.

Нижняя пермь (сакмарский и артинский ярусы)

За последние годы было выработано детальное стратиграфическое расчленение нижнепермских отложений, основанное на зональном распределении различных групп ископаемых организмов. Среди них главное значение имеют фораминиферы и аммониты. Лишь в самое последнее время выясняется стратиграфическая значимость брахиопод, которые, однако, обладают большей устойчивостью и могут характеризовать более крупные стратиграфические подразделения. Подробное изучение типовых разрезов позволяет в настоящее время проследить отдельные палеонтологически охарактеризованные горизонты на обширных площадях и выделить их в составе отложений различного фациального типа.

Для терригенных образований нижней перми такой типовой разрез был установлен В. Е. Руженцевым в бассейне рек Сакмары и Урала. Изучение вертикального распределения аммонитов и фораминифер в этом разрезе дало возможность В. Е. Руженцеву выделить в толще пород, расположенной между верхним карбоном и артинским ярусом, комплекс отложений, которому было присвоено название сакмарского яруса. Сакмарский ярус, по В. Е. Руженцеву, разделяется на три горизонта:

1. Ассельский горизонт;
2. Курмаинский горизонт, имеющий двучленное деление;
3. Касмарский горизонт, также разделяющийся на две толщи.

Комплекс аммонитов, который, по В. Е. Руженцеву, характеризует сакмарский ярус, заключен в верхнекурмаинских отложениях и верхней части касмарского горизонта. Нахождение фораминифер во всех трех горизонтах сакмарского яруса вначале привело В. Е. Руженцева к следующим выводам о сопоставлении выделенных им комплексов с зональными подразделениями нижнепермских отложений, установленными Д. М. Раузер-Черноусовой на западном склоне Южного Урала.

Горизонты В. Е. Руженцева, выделенные в сакмарском разрезе	Горизонты Д. М. Раузер-Черноусовой
Касмарский горизонт	Тастубский горизонт. Слой с <i>Pseudofusulina moelleri</i> Schellwien
Курмаинский горизонт	Швагериновый горизонт ¹
Ассельский горизонт	

¹ Швагериновый горизонт удобнее именовать тингским горизонтом, так как в ряде случаев синхроничные ему образования могут не заключать представителей рода *Schwagerina*.

После более детального изучения фораминифер сакмарского разреза Д. М. Раузер-Черноусовой и данных, полученных Б. М. Келлером в бассейне Сюрана и Малого Ика, выяснилось, что швагеринины встречаются только в нижней части курмаинского горизонта. Верхняя часть этого подразделения включает псевдофузулины, свойственные тастубским отложениям. В верхах курмаинского горизонта встречается не только *Pseudofusulina moelleri* Schellw., но также *Ps. verneuli* Moeller, характеризующая самую верхнюю часть тастубских отложений. Что касается касмарского горизонта, то в нем наряду с большим количеством переотложенных видов¹ встречаются *Pseudofusulina urdalensis* Ra u e r г и сопутствующие ей формы.

В результате полученных новых данных было дано иное сопоставление возрастных комплексов, принятое в последнее время и В. Е. Руженцевым (1947).

Касмарский горизонт	Стерлитамакский горизонт
Курмаинский горизонт (верхняя часть)	Тастубский горизонт
Курмаинский горизонт (нижняя часть)	Тингский (швагериновый) горизонт
Ассельский горизонт	

Такое сопоставление показывает, что в состав сакмарского яруса входит стерлитамакский горизонт, в основании которого Д. М. Раузер-Черноусова проводит границу каменноугольных и пермских отложений, основываясь на резком изменении здесь видового состава фораминифер, брахиопод и кораллов. В составе аммонитовой фауны резкого различия, между комплексом видов касмарского (стерлитамакского) горизонта и подстилающих образований В. Е. Руженцевым не намечается, однако не следует забывать, что аммониты в нижнепермских отложениях обладают относительной устойчивостью и не позволяют проводить дробное зональное расчленение, как, например, в юрских или меловых отложениях.

Все сказанное дает возможность полагать, что объем сакмарского яруса следует ограничить тингским (швагериновым) и тастубским горизонтами, а стерлитамакский горизонт приключать к артинским отложениям или выделять в качестве самостоятельного яруса международной стратиграфической шкалы. При таком сокращении объема в понятие сакмарского яруса вкладывается то же содержание, которое первоначально было дано для него В. Е. Руженцевым. Этот исследователь указывает: «толщу осадков... (сакмарского яруса) можно было бы назвать и швагериновым ярусом, но я считаю более удобным производить стратиграфические термины от географических названий».

Установить рациональное подразделение нижнепермских отложений можно лишь в результате дальнейших исследований с учетом вертикальных распределений в разрезе основных групп ископаемых организмов

¹ Среди этих видов в большом количестве присутствует *Pseudofusulina moelleri* Schellwien.

(фораминиферы, брахиоподы, аммониты, мшанки, кораллы). До проведения такой работы при описании стратиграфии нижнепермских отложений мы будем придерживаться точки зрения В. Е. Руженцева и причислять стерлитамакский горизонт к сакмарскому ярусу.

Сакмарский ярус

Тингский (швагериновый) и тастубский горизонты

Ассельская свита. В южной части Зилаирского синклинория ассельская свита, по данным В. Е. Руженцева, складывается глинистыми отложениями, которые обычно плохо видны и в рельефе образуют понижение. «Пачки глин с редкими прослоями песчаников разделены светлыми органогенно-обломочными известняками, образованными обильными скоплениями псевдофузулин, швагерин и более редкими членниками криноидей. К органическому материалу примешаны мелкие гальки карбонатных пород. Значительно реже в верхней части свиты попадаются серые тонкозернистые известняки, не содержащие органических остатков». В ряде разрезов в основании свиты залегает «мелкогалечный конгломерат, образованный пестрой кремневой галькой и содержащий крупных швагерин».

На юге в бассейне р. Урала прослой известняков в ассельской свите исчезают, а в крайних восточных выходах среди песчано-глинистых пород появляются конгломераты.

Палеонтологическая характеристика, приводимая В. Е. Руженцевым для ассельской свиты, довольно разнообразна. Большим распространением в ней пользуются швагерины, из них *Schwagerina fusulinoides* Schellwie n не заходит в вышележащие отложения. Из псевдофузулин присутствуют *Pseudofusulina krotovi* Schellwie n, *Ps. gregaria* Lee, *Ps. decurta* K o r z h. и другие виды. Наряду с этими фораминиферами встречаются представители рода *Triticites*. Часть из них, вероятно, переотложена, но такие виды, как *Triticites arcticus* Schellwie n, *Tr. ex gr. beedei* D u n b. et C o n d r., *Tr. ex gr. plummeri* D u n b. et C o n d r., возможно, переходят из нижележащих отложений. Список аммонитов, приводимый В. Е. Руженцевым для ассельской свиты, не велик и включает *Neopronorites* sp., *Artinskia* sp., *Agathiceras frechi* B o s e, *Eoasianites subhanieli* R u z h. Мощность ассельских отложений в южной части Зилаирского синклинория, по В. Е. Руженцеву, повсеместно равна 500 м. Цифра эта может рассматриваться как приближенная, так как разграничение ассельских отложений от подстилающего оренбургского горизонта верхнего карбона в ряде разрезов не устанавливается достаточно четко.

В северной части Зилаирского синклинория ассельская свита сохраняет то же строение, что и на юге. По данным Б. М. Келлера, в разрезе р. Сюрана ассельская свита состоит главным образом из мергелей и известковистых аргиллитов, среди которых встречаются прослой зернистых фузулиновых известняков. Мощность этих известняковых прослоев, образующих в рельефе грядки среди мягких задернованных холмов, не превышает 2—3 м. Интервалы между отдельными пластами известняка достигают 10 м. Среди известняковых прослоев ассельской свиты нередко присутствуют органогенно-обломочные разности, которые в нижней части пластов сменяются брекчиевидными известняками.

Среди фораминифер, найденных в ассельской свите по р. Сюран, присутствуют: *Pseudofusulina decurta* K o r z h., *Ps. krotovi* var. *nux* Schellwie n, *Ps. krotovi* var. *caudata* R a u s e r, *Ps. krotovi*

var. *globulus* Rauser, *Ps. paragregaria* Rauser, *Schwagerina* sp. и трициты, сходные с *Triticites beedei* Dunb. et Cond. r., *Tr. arcticus* Schellwien, *Tr. cf. paraarcticus* Rauser. Как можно видеть, этот комплекс видов вполне соответствует тому, который указывает В. Е. Руженцев для более южных районов.

Мощность ассельской свиты по правому берегу р. Сюрана равна 500 м.

В более северных разрезах, между Малым Сюраном и Большим Иком мощность ассельской свиты значительно сокращается. Отграничение здесь ассельских отложений от оренбургского горизонта верхнего карбона затруднено значительным литологическим сходством обоих подразделений. Не вполне четкие результаты дает и микропалеонтологическая характеристика песчано-глинистых пород, так как в ряде разрезов в комплексе фораминифер ассельского горизонта преобладают переотложенные формы, представленные главным образом трицитами.

Иное соотношение наблюдается по правобережью Большого Ика, где ассельские отложения развиты в типичном своем виде и содержат *Pseudofusulina krotovi* var. *sphaerica* Rauser, *Ps. cf. decurta* K o r z h., *Ps. ex gr. gregaria* Lee, *Ps. uralica* K r o t., *Ps. serrata* Rauser, *Rugosofusulina actjubensis* Rauser и ряд других переотложенных видов.

В области южного погружения структур Башкирского антиклинория, в бассейне р. Белой, ассельская свита, повидимому, входит в состав тридцатиметровой пачки окремненных аргиллитов, трансгрессивно залегающих на известняках среднего карбона.

О составе ассельской свиты в области антиклинория Урал-тау сведений не имеется.

К у р м а и н с к а я с в и т а. Типовой разрез курмаинской свиты дает В. Е. Руженцев по правобережью р. Сакмары. Последовательность при этом устанавливается такая:

1. Пачка глин с прослоями органогенно-обломочных известняков	125 м
2. Нижнекурмаинские известняки, серые толстоплитчатые оскольчатые, с тонкими прослоями известковистых глин. Среди этих пород выделяются два пласта «мозаичных» известняков, состоящих из темных известняковых галек, сцементированных карбонатным цементом	135 м
3. Аргиллиты с прослоями кремнистых и глинистых известняков. Встречаются обломочные криноидные известняки и зеленоватосерые мелкозернистые песчаники	155 м
4. Верхнекурмаинские известняки, серые толстоплитчатые оскольчатые	85 м
Общая мощность курмаинского горизонта в этом разрезе равна	500 м

По данным Д. М. Раузер-Черноусовой, в нижнекурмаинских известняках приведенного разреза встречаются швагерини: *Pseudofusulina uralica* K r o t., *Ps. sulcata* K o r z h., *Ps. paramoelleri* Rauser и ругозофузулины.

В верхнекурмаинских известняках присутствуют *Pseudofusulina moelleri* Schellwien, *Ps. verneuili* Moeller и сопутствующие виды. Наряду с ними в тех же отложениях содержатся аммониты. Список этих видов, по данным В. Е. Руженцева, включает следующие формы: *Sakmarites postcarbonarius* (K a r p.), *Medlicottia vetusta* R u z h., *Propopano-ceras incallidum* (R u z h.), *Agathiceras uralicum* (K a r p.), *Uraloceras aff. involutum* (V o i n.), *Somoholites beluensis* (H a n.), *Proschumar-dites sakmarae* R u z h., *Metalegoceras distale* R u z h.

К югу от р. Урала мощность известняковой пачки курмаинской свиты уменьшается и преобладающая роль в ее сложении принадлежит глинисто-песчанистым отложениям. В. Е. Руженцев (1936) указывает, что мощность курмаинских известняков равна здесь 110 м, верхняя известняковая пачка уменьшается в мощности до 20 м, в то время как общая мощность курмаинской свиты сохраняется такая же, как в разрезе р. Сакмары, и колеблется в пределах 500—550 м.

В более восточных разрезах курмаинской свиты пачки плитчатых известняков исчезают нацело; одновременно с этим большое значение приобретают прослой грубозернистых песчаников, песчанистых известняков и галечных известняков. Среди этих пород встречаются пачки глыбовых конгломератов с включением крупных отторженцев каменноугольных известняков.

В. Е. Руженцев указывает, что по р. Алимбету, выше глинистой толщи ассельской свиты, залегают чередующиеся пласты зеленовато-серых плотных аргиллитов, синеватых песчанистых известняков, разномзернистых песчаников и конгломератов, обычно мелкогалечных, реже среднегалечных и глыбовых. Среди этих пород присутствуют: *Schwagerina fusulinoides* Schellwieh, *Ps. uralica* Krot., *Ps. prisca* Moeller и редкие триптициты.

Выше состав толщи меняется; появляются мощные грубозернистые песчаники и грубые конгломераты с включениями крупных глыб каменноугольных известняков. Общая мощность сакмарского яруса равна здесь 1200 м, из них на долю курмаинской свиты приходится 700 м.

Характер переэлаивания пород рассматриваемого типа изучен недостаточно; имеющиеся материалы дают возможность предполагать, что здесь развиты толщи, по своему типу весьма близкие к флишевым образованиям.

Иные фациальные изменения претерпевают отложения курмаинской свиты к северу от р. Сакмеары, где мощность известняковых пачек возрастает, грубообломочные породы исчезают совершенно, а глинистые и мергельные пачки отходят на второй план. По правобережью р. Сюрана Б. М. Келлером дается следующий разрез курмаинской свиты:

1. Плитчатые пелитоморфные известняки, образующие две пятнадцатиметровые пачки, разделенные толщей мергелей (70 м)	100 м
2. Желтовато-серые песчанистые мергели и аргиллиты с подчиненными прослоями синевато-серых известняков	150 м
3. Слоистые битуминозные известняки, обычно пелитоморфные, с прослоями зернистых известняков, переполненных члениками морских лилий и фораминиферами. Иногда эти пласты обладают четкой флишевой ритмичностью, известняки в основании брекчиевидные — сверху сменяются более тонкозернистыми разностями	225 м
4. Мергели и аргиллиты	85 м
5. Плитчатые пелитоморфные известняки, сверху характерная пачка толстословых, сильно битуминозных известняков . .	180 м
Общая мощность курмаинского горизонта в этом разрезе превышает	700 м

Химические анализы показывают, что пелитоморфные разности курмаинских известняков р. Сюран почти нацело состоят из карбоната кальция (48—54 % CaO) и содержат ничтожное количество MgO (0—1.5 %) и полуторных окислов (0.2—0.4 %).

Среди фораминифер, встреченных в нижнекурмаинских известняках сюранского разреза, можно указать: *Pseudofusulina* ex gr. *paramoelleri* Rauser, *Ps. cf. decurta* Korzh., *Ps. ex gr. lutuginiformis*

Rauser, *Ps. uralica* Krot. var. *firma* Schamov, *Rugosofusulina serrata* Rauser, *R. serrata* var. *valens* Rauser, *R. actjubensis* Rauser, *Paraschwagerina* sp. и другие формы, по заключению Д. М. Раузер-Черноусовой, характерные для верхней части швагеринового (тингского) горизонта.

В верхнекурмаинских известняках состав фузулинид уже иной. Наряду с другими представителями рода *Pseudofusulina* здесь появляются *Ps. moelleri* Schellwien и *Ps. verneuili* Moeller. Присутствие этих видов свидетельствует о принадлежности верхнекурмаинских известняков к тастубскому горизонту Д. М. Раузер-Черноусовой.

Тот же тип строения курмаинского горизонта сохраняется и в более северных разрезах между Сюраном и Большим Иком, однако мощности отдельных пачек здесь несколько уменьшаются.

По правобережью Малого Ика характер разреза также весьма близок к сюранскому. По данным Б. М. Келлера, здесь выделяются:

1. Мергели и аргиллиты с подчиненными пачками зернистых и пелитоморфных известняков 150—200 м
2. Темносерые органогенно-обломочные и пелитоморфные известняки с прослоями темносерых мергелей. Вверху мергели преобладают. Из фораминифер встречены *Schwagerina* ex gr. *sphaerica* Tschernb., *Pseudofusulina krotovi* var. *sphaerica* Rauser, *Ps. pointeli* Rauser. 263 м
3. Темносерые битуминозные известняки с редкими прослоями мергелей, брекчиевидных известняков и органогенно-обломочных известняков, имеющих местами отчетливую флишевую ритмичность. В известняках встречена *Ps. moelleri* Schellwien и сопутствующий ей комплекс 162 м

К северу от Малого Ика в области южного погружения структур Башкирского антиклинория мощность сакмарского яруса резко сокращается. По данным В. Н. Крестовникова, курмаинские известняки залегают с перерывом на подстилающих образованиях и представлены в нижней своей части детритусовыми и конгломератовидными известняками с *Pseudofusulina uralica* Krot., *Ps. cf. differta* Schamov, ругозофузулинами и многочисленными видами, переотложенными из каменноугольных отложений. Верхняя часть курмаинского горизонта складывается афанитовыми и зернистыми известняками с *Pseudofusulina moelleri* Schellwien, *Ps. verneuili* Moeller и сопутствующим комплексом видов.

Максимальная мощность этих отложений к северу от р. Белой у сел. Зирикова достигает 135 м, а по левобережью р. Белой у сел. Биккузина равна 102 м. По правому берегу р. Белой у хут. Кузнецовского курмаинские известняки отсутствуют, повидимому, вследствие трансгрессивного залегания вышележащих отложений.

В пределах антиклинория Урал-тау отложения, синхроничные курмаинскому горизонту, повидимому, были представлены светлыми массивными известняками. В. Е. Руженцев указывает на нахождение среди терригенной толщи сакмарского яруса глыб этих известняков с *Productus pseudomedusa* Tschern., *Pr. aff. tuberculatus* Moeller, *Pr. elegans* McCoy, *Pr. sterlitamakensis* Step., *Marginifera schellwieni* Tschern., *Camorophoria sella* Dut., *Ucinula jabensis* Waag и другими формами.

Этот комплекс видов свидетельствует о принадлежности известняковых глыб, сносившихся, повидимому, из области антиклинория Урал-тау к тингскому (швагериновому) горизонту.

К югу от р. Урала мощность известняковой пачки курмаинской свиты уменьшается и преобладающая роль в ее сложении принадлежит глинисто-песчанистым отложениям. В. Е. Руженцев (1936) указывает, что мощность курмаинских известняков равна здесь 110 м, верхняя известняковая пачка уменьшается в мощности до 20 м, в то время как общая мощность курмаинской свиты сохраняется такая же, как в разрезе р. Сакмары, и колеблется в пределах 500—550 м.

В более восточных разрезах курмаинской свиты пачки плитчатых известняков исчезают нацело; одновременно с этим большое значение приобретают прослои грубозернистых песчаников, песчанистых известняков и галечных известняков. Среди этих пород встречаются пачки глыбовых конгломератов с включением крупных отторженцев каменноугольных известняков.

В. Е. Руженцев указывает, что по р. Алимбету, выше глинистой толщи ассельской свиты, залегают чередующиеся пласты зеленовато-серых плотных аргиллитов, синеватых песчанистых известняков, разнозернистых песчаников и конгломератов, обычно мелкогалечных, реже среднегалечных и глыбовых. Среди этих пород присутствуют: *Schwagerina fusulinoides* Schellwien, *Ps. uralica* Krot., *Ps. prisca* Moeller и редкие триптицы.

Выше состав толщи меняется; появляются мощные грубозернистые песчаники и грубые конгломераты с включениями крупных глыб каменноугольных известняков. Общая мощность сакмарского яруса равна здесь 1200 м, из них на долю курмаинской свиты приходится 700 м.

Характер переслаивания пород рассматриваемого типа изучен недостаточно; имеющиеся материалы дают возможность предполагать, что здесь развиты толщи, по своему типу весьма близкие к флишевым образованиям.

Иные фациальные изменения претерпевают отложения курмаинской свиты к северу от р. Сакмеары, где мощность известняковых пачек возрастает, грубообломочные породы исчезают совершенно, а глинистые и мергельные пачки отходят на второй план. По правобережью р. Сюрана Б. М. Келлером дается следующий разрез курмаинской свиты:

1. Плитчатые пелитоморфные известняки, образующие две пятнадцатиметровые пачки, разделенные толщей мергелей (70 м)	100 м
2. Желтовато-серые песчанистые мергели и аргиллиты с подчиненными прослоями синевато-серых известняков	150 м
3. Слоистые битуминозные известняки, обычно пелитоморфные, с прослоями зернистых известняков, переполненных члениками морских лилий и фораминиферами. Иногда эти пласты обладают четкой флишевой ритмичностью, известняки в основании брекчиевидные — сверху сменяются более тонкозернистыми разностями	225 м
4. Мергели и аргиллиты.	85 м
5. Плитчатые пелитоморфные известняки, сверху характерная пачка толстословных, сильно битуминозных известняков . .	180 м
Общая мощность курмаинского горизонта в этом разрезе превышает	700 м

Химические анализы показывают, что пелитоморфные разности курмаинских известняков р. Сюран почти нацело состоят из карбоната кальция (48—54 % CaO) и содержат ничтожное количество MgO (0—1.5 %) и полуторных окислов (0.2—0.4 %).

Среди фораминифер, встреченных в нижнекурмаинских известняках сюранского разреза, можно указать: *Pseudofusulina* ex gr. *paramoelleri* Rauser, *Ps. cf. decurta* Kozh., *Ps. ex gr. lutuginiformis*

Rauser, *Ps. uralica* Krot. var. *firma* Schamov, *Rugosofusulina serrata* Rauser, *R. serrata* var. *valens* Rauser, *R. actjubensis* Rauser, *Paraschwagerina* sp. и другие формы, по заключению Д. М. Раузер-Черноусовой, характерные для верхней части швагеринового (тингского) горизонта.

В верхнекурмаинских известняках состав фузулинид уже иной. Наряду с другими представителями рода *Pseudofusulina* здесь появляются *Ps. moelleri* Schellwien и *Ps. verneuili* Moeller. Присутствие этих видов свидетельствует о принадлежности верхнекурмаинских известняков к тастубскому горизонту Д. М. Раузер-Черноусовой.

Тот же тип строения курмаинского горизонта сохраняется и в более северных разрезах между Сюраном и Большим Иком, однако мощности отдельных пачек здесь несколько уменьшаются.

По правобережью Малого Ика характер разреза также весьма близок к сюранскому. По данным Б. М. Келлера, здесь выделяются:

1. Мергели и аргиллиты с подчиненными пачками зернистых и пелитоморфных известняков 150—200 м
2. Темносерые органогенно-обломочные и пелитоморфные известняки с прослоями темносерых мергелей. Вверху мергели преобладают. Из фораминифер встречены *Schwagerina ex gr. sphaerica* Tschernb., *Pseudofusulina krotovi* var. *sphaerica* Rauser, *Ps. pointeli* Rauser. 263 м
3. Темносерые битуминозные известняки с редкими прослоями мергелей, брекчиевидных известняков и органогенно-обломочных известняков, имеющих местами отчетливую флишевую ритмичность. В известняках встречена *Ps. moelleri* Schellwien и сопутствующий ей комплекс 162 м

К северу от Малого Ика в области южного погружения структур Башкирского антиклинория мощность сакмарского яруса резко сокращается. По данным В. Н. Крестовникова, курмаинские известняки залегают с перерывом на подстилающих образованиях и представлены в нижней своей части детритусовыми и конгломератовидными известняками с *Pseudofusulina uralica* Krot., *Ps. cf. differta* Schamov, ругозофузулинами и многочисленными видами, переотложенными из каменноугольных отложений. Верхняя часть курмаинского горизонта складывается афанитовыми и зернистыми известняками с *Pseudofusulina moelleri* Schellwien, *Ps. verneuili* Moeller и сопутствующим комплексом видов.

Максимальная мощность этих отложений к северу от р. Белой у сел. Зирикова достигает 135 м, а по левобережью р. Белой у сел. Биккузина равна 102 м. По правому берегу р. Белой у хут. Кузнецовского курмаинские известняки отсутствуют, повидимому, вследствие трансгрессивного залегания вышележащих отложений.

В пределах антиклинория Урал-тау отложения, синхроничные курмаинскому горизонту, повидимому, были представлены светлыми массивными известняками. В. Е. Руженцев указывает на нахождение среди терригенной толщи сакмарского яруса глыб этих известняков с *Productus pseudomedusa* Tschernb., *Pr. aff. tuberculatus* Moeller, *Pr. elegans* McCoy, *Pr. sterlitamakensis* Step., *Marginiifera schellwieni* Tschernb., *Camorophoria sella* Dut., *Ucinula jabensis* Waag и другими формами.

Этот комплекс видов свидетельствует о принадлежности известняковых глыб, сносившихся, повидимому, из области антиклинория Урал-тау к тингскому (швагериновому) горизонту.

В бассейне рек Сакмары и Урала, по данным В. Е. Руженцева, в составе стерлитамакского горизонта (касмарской свиты) выделяются две толщи:

1. Серые аргиллиты с прослоями песчаников. В редких прослоях мелкогалечных известняков этой толщи содержатся фузулиниды, повидимому, переотложенные из нижележащих горизонтов (*Pseudofusulina moelleri* Schellwien, *Ps. sulcata* Korzh., *Ps. uralica* Krot.). . . 320 м.

2. Мергели и аргиллиты с выдержанными прослоями и пачками органично-обломочных известняков, образованных скоплением мшанок, фузулинид и криноидей с обильной примесью известняковых и реже кремнистых галек. Наряду с ними встречаются прослои темносерых афанитовых известняков. В зернистых и брекчиевидных известняках рассматриваемой толщи содержатся фузулиниды, представленные в большинстве своем переотложенными формами (тритициты, швагерини, *Pseudofusulina moelleri* Schellwien). Наряду с этими формами В. Е. Руженцев указывает на нахождение *Pseudofusulina uralensis* Rauser. Кроме фораминифер в рассматриваемых отложениях встречается большое количество мшанок. Комплекс аммонитов, по В. Е. Руженцеву, очень близок к аммонитам, встреченным в верхнекурмаинских известняках. Еще А. П. Карпинским здесь были найдены: *Sakmarites postcarbonarius* (Karp.), *Neopronorites praepermicus* (Karp.), *Synartinskia* (?) *sakmarae* (Karp.), *Propopanoceras lahusei* (Karp.), *Pr. incallidum* Ruzh., *Agathiceras uralicum* (Karp.). К этим видам В. Е. Руженцев добавляет следующие формы: *Neopronorites magnus* (Mach.), *N. shinini* Ruzh., *Medlicottia vetusta* Ruzh., *Proshumardites sakmarae* Ruzh., *Uraloceras burtiense* Voyn. Мощность верхней части стерлитамакского горизонта равна 350 м.

В бассейне рек Сакмары и Урала общий тип строения стерлитамакского горизонта выдерживается на значительных площадях. Следует указать лишь на увеличение мощности этих отложений в восточных разрезах (до 1100 м) и на появление в верхней толще глыбовых конгломератов с включениями известняковых глыб сакмарского яруса.

На севере, в бассейне р. Сюрана стерлитамакские отложения имеют сходное строение. На верхнекурмаинских известняках сакмарского яруса здесь залегают:

1. Песчаники желтоватые и зеленовато-серые, иногда грубозернистые, с растительными остатками, чередующиеся с аргиллитами по 0.2—0.7 м. Редкие линзы зернистых известняков с переотложенными фораминиферами (*Archaeodiscus*, *Profusulinella*, *Rugosofusulina*) 600 м
2. Мергели, аргиллиты и песчаники с пачками песчаных известняков и известковистых песчаников, включающих зерна кварца, обломки яшм, эффузивных пород, реже плагиоклазов. Изредка встречаются своеобразные конгломератовидные мергели с линзами и гальками известняков. Среди них присутствуют коралловые известняки, образованные колониями *Cystopora* aff. *monoseptata* Dobrolubova. В зернистых известняках содержатся фораминиферы, из коих можно назвать *Pseudofusulina moelleri* Schellwien, *Ps. cf. declinata* Korzh., *Ps. lutuginiformis* Rauser, *Ps. ex gr. exuberata* Schamov, *Ps. cf. concavatus* Viss., *Ps. uralensis* Rauser, *Ps. uralensis* var. *abnormis* Rauser и, кроме того, большое количество заведомо переотложенных видов 350 м

Мощность стерлитамакских отложений в бассейне р. Сюрана равна 950 м; севернее, по р. Ургеньке, В. И. Тихонов дает близкую цифру, считая мощность тех же отложений равной 1000—1100 м.

По правобережью Большого Ика у сел. Мракова, по данным М. А. Сушкина, стерлитамакский горизонт представлен грубыми разнородными песчаниками и аргиллитами с редкими прослоями плотных известняков. Вверху появляются мелкогалечные конгломераты и органогенно-обломочные известняки с *Pseudofusulina lutuginiformis* Rauser, *Ps. sulcata* Korzh., *Ps. blochini* Korzh., *Ps. composita* Korzh., *Ps. moelleri* Schellwien, *Ps. baschkirica* Korzh. В той же толще встречены *Parapronorites mojsisovitchi* Karp., *Propinacoceras sakmarae* Karp., *Popanoceras lahuseni* Karp., *Agathiceras frechi* Bose, *Neogastrioceras verneuili* Ruzh., *Uraloceras* sp. Общая мощность стерлитамакского горизонта по р. Большому Ику равна 720 м.

В бассейне р. Белой происходит дальнейшее уменьшение мощности стерлитамакских отложений. Здесь, по данным В. Н. Крестовникова, наблюдается следующий разрез:

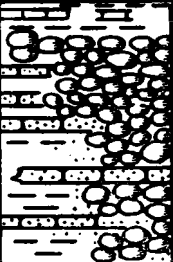
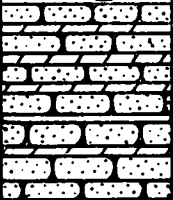
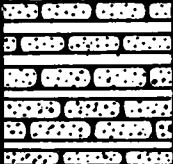
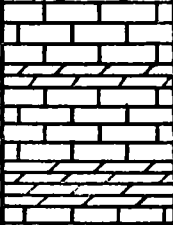
- | | |
|--|-------|
| 1. Песчаники и мергели с подчиненными прослоями известняков. В разрезе р. Белой у хут. Кузнецовского в этих отложениях были встречены: <i>Rugosofusulina jurmatensis</i> Sul., <i>Pseudofusulina plicatissima</i> Rauser, <i>Ps. moelleri</i> Schellwien, <i>Ps. karagasensis</i> var. <i>ventricosa</i> Rauser, <i>Ps. confusa</i> Rauser и другие виды. Общая мощность рассматриваемой пачки около | 200 м |
| 2. Мергели с прослоями аргиллитов и известняков | 100 м |
| 3. Чередование песчаников и алевролитов с редкими прослоями сланцев и мергелей. Встречаются прослои горючих сланцев; некоторые пачки обладают характерной флишевой ритмичностью | 150 м |

В верхних двух пачках встречены *Pseudofusulina urdalensis* Rauser, *Ps. concavitas* var. *adelpha* Rauser, *Ps. urasbajevi* Rauser, *Ps. solida* Schellwien и ряд переотложенных видов (*Ps. plicatissima* Rauser, *Ps. baschkirica* Korzh., *Ps. mirabilis* Rauser, *Ps. callosa* Rauser и другие). Общая мощность стерлитамакских отложений в разрезе р. Белой у хут. Кузнецовского равна 480 м, но на западе, на крыльях Иштугановской складки, уменьшается до 150—200 м.

Артинский ярус

В составе артинских отложений Зилаирского синклинория можно выделить две свиты (фиг. 6). Нижняя из них, названная Б. М. Келлером в 1941 г. тазларовской, состоит из чередования песчаников, мергелей и аргиллитов и включает скудный комплекс фораминифер с большим числом переотложенных видов и наряду с ними редкие *Parafusulina* aff. *lutugini* Schellwien и сопутствующие формы. Верхняя байгенджинская свита, установленная впервые Е. В. Воиновой (1935), характеризуется большой пестротой литологического состава и появлением грубых конгломератов. Наряду с *Pseudofusulina lutugini* и сопутствующими фораминиферами в байгенджинской свите присутствует большое количество аммонитов.

Тазларовская и байгенджинская свиты могут быть сопоставлены с нижним горизонтом артинских отложений Уфимского плато (бурцевский и иргинский горизонты). Верхние горизонты артинского яруса (саргинский и сарсинский) в пределах Зилаирского синклинория отчетливо не выделяются. Только в разрезе р. Белой, в верхах песчано-глинистой артинской толщи, выделяются пачки, которые могут быть сопоставлены с верхнеартинскими отложениями. В более южных разрезах байгенджинская свита перекрывается гипсоносной толщей, обычно относимой к кунгурскому ярусу. Установлено, что по р. Иняку и Ургеньке гипсоносная толща резко транс-

Система отдел	Ярусы	Свиты и горизонты	Мощность в м.		Литологический состав	Палеонтологическая характеристи- ка
Нижняя Пермь	Артинский	Байгенджинская	от 600 до 1000 и более		Грубые конгломераты, песчаники, мергели, аргиллиты. Редкие прослои известняков.	<i>Pseudofusulina</i> <i>lutugini</i> <i>Schellwien</i>
		Тазларовская	500 - 700		Песчаники, мергели, аргиллиты. Изредка известняки.	<i>Ps. aff. lutugini</i> <i>Schellw</i> <i>Ps. urdalensis</i> Rauser.
	Сакмарский	Касмарская	350 - 600		Аргиллиты и мергели с пачками известняков. Редкие прослои песча- ников.	<i>Ps. urdalensis</i> Rauser аммоней: <i>Sakmarites</i> , <i>Agathiceras</i> , <i>Thalas-</i> <i>soceras</i> и др.
			500 - 600		Песчаники, чередующи- еся с аргиллитами	Переотложенные фузулиниды
		Курмаинская	500 - 700		Слоистые битуминаз- ные известняки с пачками мергелей и аргиллитов	<i>Ps. verneuili</i> Moeller <i>Ps. moelleri</i> Schellwien аммоней. швагерини
		Асеглевская	500 - 600		Мергели и аргиллиты с прослоями песчаников и известняков	<i>Pseudofusulina</i> <i>uralica</i> Krot, швагерини

Фиг. 6. Сводная стратиграфическая колонка сакмарско-артинских отложений
Зилаирского синклинория.

грессивно залегает на подстилающих образованиях. Поэтому вполне уместно предположение о том, что верхние горизонты артинского яруса в Зилаирском синклинории отсутствуют.

Не исключена, однако, возможность того, что гипсоносная толща в крайней восточной полосе ее распределения относится не к кунгурским, а к верхнеартинским отложениям, представленным здесь в галогенной фации. Это положение может быть установлено в результате изучения комплекса брахиопод, встречающихся в известняках гипсовой толщи. По мнению В. В. Милорадовича, встреченные здесь виды позволяют сопоставлять вмещающие отложения с верхними горизонтами артинского яруса Уфимского плато. До проведения более детальных исследований верхнюю границу артинских отложений мы будем проводить по подошве галогенной толщи, причисляя ее к кунгурским отложениям.

В крайних восточных выходах по левобережью р. Урала артинские отложения, по данным В. Е. Руженцева (1948), построены следующим образом:

Тазларовская свита. Чередование буровато-серых песчаных аргиллитов и разнозернистых «перечных» песчаников с подчиненными прослоями конгломератов. По р. Алимбету и оврагу Кимперсау в основании толщ найдены фузулиниды, среди них определены: *Pseudofusulina kutkanensis* Rauser, *Ps. cf. expansa* Lee, *Parafusulina* aff. *lutugini* Schellwien . . . 500 м

Байгенджинская свита. Конгломераты, нередко весьма грубые, образованные хорошо окатанными, плотно уложенными и крепко сцементированными гальками и валунами самого разнообразного состава, но с преобладанием известняков. Цементом конгломератов служит грубозернистый песчаник. Западнее р. Кии конгломераты разделены песчано-глинистыми отложениями. По оврагу Сундук-сай встречены аммониты: *Waagenina krasnopolskii* (Kar.), *Popanoceras* cf. *sobolevskianum* (Verh.), *Thalassoceras chabakovi* Voin., *Paragastrioceras kirghizorum* Voin., *Uraloceras burtiense* Voin., *Ur. involutum* Voin., *Metalegoceras sunidukiense* Voin. и др. 600—800 м

В более западных разрезах по р. Уралу и Сакмаре грубообломочные породы в отложениях артинского яруса отходят на второй план и преобладающее значение приобретают песчано-глинистые образования. В. Е. Руженцев (1948) дает следующую характеристику артинских отложений этого типа.

Тазларовская свита. Буровато-серые глины с частыми прослоями мелко- и среднезернистых песчаников. Песчаники стального-серого цвета, на поверхности выветривания становятся бурыми. Среди фузулинид, найденных в этой толще, определены *Pseudofusulina callosa* Rauser, *Ps. juresanensis* Rauser, *Ps. ex gr. plicatissima* Rauser, *Ps. ex gr. urdalensis* Rauser 550—600 м

Байгенджинская свита представляет собою сложно построенный и изменчивый комплекс. Среди песчано-глинистых отложений на разных стратиграфических уровнях появляются прослои светлых желтовато-серых песчаных известняков с включениями обуглившейся растительной древесины, или мощные, «перечные» разнозернистые песчаники, мелкогалечные конгломераты и грубые полимиктовые конгломераты. В кровле горизонта присутствуют большие линзы известняков с гнездами аммонитов. Среди них В. Е. Руженцевым указываются *Sakmarites vulgaris* (Kar.), *Neupronorites permicus* (Tschern.), *Artinskia artiensis* Grunew., *Medlicottia orbignyana* (Verh.), *Waagenina krasnopolski* (Kar.), *Popanoceras sobolevskianum* Verh., *Kargalites typicus* Ruzh., *Crimites krotovi* (Kar.), *Paragastrioceras jossae* (Verh.), *Uraloceras fedorovi* (Kar.), *Metalegoceras ajdaralense* Ruzh. и другие виды.

Из фузулиид в тех же отложениях встречаются *Pseudofusulina schellwieni* Viss., *Ps. pedissequa* Viss., *Ps. kutkanensis* Rauser, *Ps. ex gr. chussovensis* Rauser, *Parafusulina lutugini* Schellwien и ряд переотложенных видов. Мощность байгенджинской свиты по р. Сакмаре равна

450

Севернее, по р. Сюрану, мощность артинских отложений резко возрастает. По данным Б. М. Келлера, тазларовская свита представлена здесь толщей песчаников, мергелей и аргиллитов мощностью до 750 м. В этих отложениях найдены *Pseudofusulina urdalensis* Rauser, *Ps. ex gr. plicatissima* Rauser, *Ps. aff. paragregaria* Rauser.

Выше следует байгенджинская свита, для которой характерны конгломераты, состоящие из округлых, прекрасно окатанных галек размером с куриное яйцо, состоящих из жильного кварца, желтоватых силицитов, яшм и других пород. Среди песчано-глинистых отложений эти конгломераты залегают крупными линзами, быстро выклинивающимися по простиранию. Наряду с ними присутствуют прослой известковистых песчаников, переходящих в мелкогалечные конгломераты с тем же составом галек. В верхней части толщи присутствуют прослой глыбовых пелитоморфных известняков.

Из окаменелостей в байгенджинской свите р. Сюрана присутствуют фораминиферы, представленные следующими видами: *Pseudofusulina schellwieni* Viss., *Ps. pedissequa* Viss., *Ps. kutkanensis* Rauser, *Ps. cf. concavatus* Viss., *Ps. cf. urdalensis* Rauser, *Parafusulina ex gr. lutugini* Schellwien.

Наряду с фораминиферами встречаются кораллы (*Lonsdaleiastrea* sp., *Protolonsdaleiastrea gorskii* Dobr.); в верхней части толщи в большом количестве присутствуют аммониты; среди них В. Е. Руженцевым были определены: *Sakmarites vulgaris* (Kar.), *Artinskia artiensis* (Grunew.), *Crimites krotovi* (Kar.), *Waagenina krasnopolskii* (Kar.), *Uraloceras aff. involutus* Voyn., *Thallasoceras chabakovi* Voyn. Общая мощность байгенджинской свиты в бассейне р. Сюрана равна 1250 м.

Грубые конгломераты артинского яруса особенно мощное развитие имеют к северу от р. Сюрана между рр. Угренькой и Иняком. Здесь В. И. Тихоновым составлен следующий разрез:

- | | |
|---|-------|
| 1. Полимиктовые песчаники, песчанистые мергели и мелкогалечные конгломераты с подчиненными прослоями мергелей с <i>Kargalites typicus</i> Ruzh., <i>Papanoceras</i> sp., <i>Uraloceras fedorovi</i> (Kar.), <i>Eothinites</i> sp. | 200 м |
| 2. Конгломераты мелкогалечные и крупногалечные, образованные хорошо окатанной кварцевой и яшмовой, реже известняковой галькой. Подчиненные прослой разнозернистых песчаников | 890 м |
| 3. Чередование аргиллитов, песчаников и известняков, подчиненные прослой мелкогалечных конгломератов | 800 м |

В этом разрезе соотношение мощностей выделенных горизонтов показывает, что сопоставление отдельных литологических комплексов с тазларовской (сл. 1) и байгенджинской (сл. 2) свитами может быть проведено лишь условно. Вероятно нижняя часть конгломератовой толщи частично замещает тазларовскую свиту р. Сюрана.

Верхняя глинисто-известняковая пачка ургеньского разреза, по данным В. Н. Крестовникова, содержит подчиненные прослой гипсов. Вероятно она может быть отнесена к верхнеартинским отложениям. Пачка эта почти повсеместно уничтожена в предкунгурское время и видна на ограниченной площади к северу от р. Ургеня.

Севернее по р. Иньяк у хут. Шафеевского в верхней части конгломератовой толщи присутствуют прослои карбонатных пород с аммонитами. Отсюда были определены: *Neopronorites* ex gr. *permicus* Tschern., *Medlicottia orbignyana* (Vern.), *Daraelites elegans* Tschern., *Crimites krotovi* (Kargr.), *Kargalites typicus* Ruzh., *Uraloceras fedorovi* (Kargr.), *Uraloceras* sp., *Metalegoceras ajdaralensis* Ruzh., *Eothenites* aff. *aktastensis* Ruzh., *Popanoceras* sp.

В этом районе верхние горизонты артинского яруса отсутствуют, и кунгурская гипсоносная толща резко трансгрессивно располагается на нижних горизонтах артинского яруса.

Повидимому, с этим размывом связано наличие неполного разреза артинских отложений с значительным сокращением мощности байгенджинской свиты в бассейне р. Большого Ика. М. А. Сушкин указывает, что здесь на отложениях стерлитамакского горизонта залегают:

1. Тазларовская свита. Песчано-глинистая толща. На западе преобладают аргиллиты с прослоями мергелей и известняков. В них содержится *Pseudofusulina juresanensis* Rauser, *Ps. plicatissima* Rauser, *Ps. urdalensis* Rauser, *Ps. callosa* Rauser 200—270 м
2. Байгенджинская свита. Аргиллиты и песчаники, нередко грубые с подчиненными прослоями мелкогалечных конгломератов. В основании толщи располагается пачка органично-обломочных известняков непостоянной мощности; венчается разрез глинисто-брекчиевидными породами с огромным скоплением аммонитов. Наряду с ними встречаются *Parafusulina lutugini* Schellwien, *Pseudofusulina karagasensis* Rauser, *Ps. concavatus* Viss. и ряд других видов. Общая мощность толщи равна 120—130 м

Значительно более полный разрез средне- и верхнеартинских отложений приводится В. Н. Крестовниковым по правобережью р. Белой. Здесь, выше песчаников, мергелей и известняков с пачками горючих сланцев, залегают:

1. Темные аргиллиты с тонкими прослоями мергелей и песчаников. В нижней части располагаются два прослоя фузулиновых известняков с глинистыми конгломератами в основании. Из фораминифер найдены: *Pseudofusulina solida* Schellwien, *Ps. schellwieni* Viss., *Parastaffella dagmarae* Dut. 680 м
2. Песчаники средне- и мелкозернистые с прослоями гравийных конгломератов и редкими прослоями глини и алевролитов. Встречены *Pseudofusulina comatifera* Rauser, *Ps. vissarionovi* Rauser. Видимая мощность 110 м

Обе толщи приведенного разреза в грубых чертах могут быть сопоставлены с тазларовской и байгенджинской свитами. Как и ранее, при рассмотрении ургеньского разреза, из этого сопоставления ясно видно, что момент появления грубообломочных пород байгенджинского горизонта не был повсеместно одновременным.

В более северных разрезах Ишимбаевского Приуралья верхняя песчаная толща, по данным В. Н. Крестовникова, покрывается песчано-глинистой загипсованной толщей, которая выделяется под именем сайрановской свиты. Эта свита относится к верхним горизонтам артинского яруса и может быть сопоставлена с верхней пачкой ургеньского разреза.

Терригенная толща артинского яруса покрывается гипсами и ангидритами, которые многими геологами обычно причисляются к кунгурскому ярусу. Выше располагается мощная толща верхнепермских и нижнетриасовых красноцветных пород.

В северной части рассматриваемой площади Зилайский синклинорий¹ имеет симметричное строение и ограничен на востоке антиклинорием Урал-тау, на западе Башкирским антиклинорием. На юге в области водораздела р. Белой и Большого Ика западная из этих структур быстро погружается и Зилайский синклинорий становится резко асимметричным. В то время как на востоке синклинорий четко ограничен антиклинорием Урал-тау, на западе границы его становятся расплывчатыми. В верхнем структурном ярусе, сложенном верхнепермскими образованиями, синклинорий переходит на западе в предуральскую депрессию, и естественные границы его стираются. Более четко они могут быть намечены в нижнем структурном ярусе, сложенном девонскими и каменноугольными образованиями (фиг. 8). В породах этого возраста по западному борту синклинория намечается отчетливый уступ при переходе от терригенных образований карбона к известняковым толщам того же возраста восточной окраины Русской платформы. Положение этого уступа намечается лишь ориентировочно и в общих чертах совпадает с восточной границей предуральской депрессии.

Таковы границы Зилайского синклинория, строение которого изображено на схеме (фиг. 7) и профилях (фиг. 8). Ниже, в самых общих чертах мы дадим характеристику обрамляющих его структур, после чего приступим к более подробному описанию самого синклинория.

Антиклинорий Урал-тау

Антиклинорий Урал-тау с полным основанием рассматривается как осевое поднятие Урала, ограничивающее западные и восточные его склоны. Сводовая часть антиклинория сложена древнейшими докембрийскими образованиями — гнейсами и кристаллическими сланцами с подчиненными пачками кварцитов и мраморов. Породы эти почти непрерывной полосой прослеживаются от полярного Урала до Актюбинской области, где они исчезают вследствие погружения антиклинория. Докембрийские образования Урал-тау образуют сложную систему меридиональных складок, совпадающих с направлением простирания антиклинория. Севернее широты Зилайра строение антиклинория Урал-тау асимметрично. Западное крыло его сложено метаморфизованными сланцами и песчаниками докембрийского и кембрийского возраста, мощностью свыше 5000 м, спокойно наклоненными на запад под углами 40—60°. По внешней части этой полосы, а также по контакту с вышележащими песчаниками ордовика

¹ Термин синклинорий был предложен Дена для складчатых сооружений, возникших на геосинклиналях, т. е. области постоянного прогибания и накопления мощных толщ осадочных горных пород. Антиклинорием Дена назвал такую структуру, которая сформировалась на месте геоантиклиналя — области преобладания восходящих движений в истории ее развития. Таким образом, синклинорий и антиклинорий выделяются не только как структуры морфологического типа, но характеризуются также определенными чертами истории своего развития. К этому определению следует добавить, что обычно границы синклинориев и антиклинориев должны совпадать с площадью распространения формаций, развитых в их пределах. Внутри синклинориев и антиклинориев могут присутствовать очень крупные, сложно построенные антиклинальные и синклинальные структуры, состоящие из целого ряда складок второго порядка. Часто структуры эти ошибочно называются антиклинориями и синклинориями. Существенной их особенностью является отсутствие отличий в истории развития по сравнению со смежными областями. Строение осадочных толщ, развитых в пределах этих структур, не отличается от строений прилегающих площадей. Рассматриваемые сооружения мы будем называть сложными структурами, или мегаантиклиналями и мегасинклиналями. Указанные вопросы терминологии подробно рассмотрены в статье Н. А. Штрейса (1947).

Д. Г. Ожигановым проводятся разломы, присутствие которых нельзя считать прочно установленными.

Восточное крыло антиклинория ограничено крупным разломом, который трассируется на местности вдоль полосы ультраосновных пород. О величине этого разлома можно судить по тому, что на восточном крыле антиклинория отсутствует вся серия пород древнего палеозоя; здесь узкая полоса ультраосновных пород отделяет терригенную толщу зилайской свиты верхнего девона от метаморфических сланцев докембрия.

В южной части рассматриваемой площади западное крыло антиклинория осложняется появлением широкой полосы сложно дислоцированных ордовичских, силурийских и нижнедевонских отложений. Значительное развитие среди этих пород имеют вулканогенные толщи — основные эффузивы, диабазовые порфиристы, а также ультраосновные интрузивы. Присутствие этих образований, а также многочисленные трансгрессивные перекрытия в толще пород древнего палеозоя усложняют расшифровку деталей тектонического строения рассматриваемой полосы, которая обычно именуется сакмарской зоной. В целом эта полоса входит в состав антиклинория Урал-тау, представляя собою своеобразное антиклинальное поднятие, причлененное к западному его крылу.

Мелкие структурные формы в пределах Сакмарского поднятия обычно не дают линейной расположения; складки имеют здесь сложные контуры и резкие ундуляции шарниров; форма складок зависит в значительной степени от положения ультраосновных массивов. Лишь в краевой части Сакмарского поднятия наблюдаются четкие линейные складки, обычно запрокинутые на запад.

Работами, проведенными за последние годы, доказано, что в области южного погружения антиклинория Урал-тау и Сакмарского поднятия четко устанавливаются орогенические движения каледонского цикла, которые происходили в конце ордовика (в предкарадокское время), а также на границе силура и нижнего девона. Общие поднятия Сакмарской антиклинали и причленение ее к антиклинорию Урал-тау, повидимому, относятся к значительно более позднему времени.

Башкирский антиклинорий

В рамки прилагаемой тектонической схемы (фиг. 7) входит лишь южное погружение структур Башкирского антиклинория. В бассейне рек Нугуша и Белой в сводовой части рассматриваемого сооружения выведены на дневную поверхность немые свиты докембрия и древнего палеозоя, возраст которых до сего времени остается недоказанным. Эти толщи собраны в систему пологих, меридионально протягивающихся складок, которые объединяются в более крупные структурные единицы. Наиболее приподнятой из них является Ямантауская мегаантиклиналь (фиг. 7), состоящая в сводовой своей части из нескольких кулисообразно расположенных поднятий. На южном погружении Ямантауской мегаантиклинали устанавливается резкое угловое несогласие между древними немymi свитами верхов протерозоя — кембрия и вышележащими карадокскими песчаниками. Это угловое несогласие, весьма отчетливое в мегаантиклинали Яман-тау, полностью отсутствует в более западных структурах. К числу последних относится крупная Кулгунинская мегаантиклиналь (фиг. 7), сложенная в сводовой части каратауской серией докембрия. Структура эта быстро погружается к югу, и в бассейне р. Белой в сложении ее принимают участие палеозойские отложения вплоть до каменноугольных включительно. Как Ямантауская, так и Кулгунинская сложные антикли-

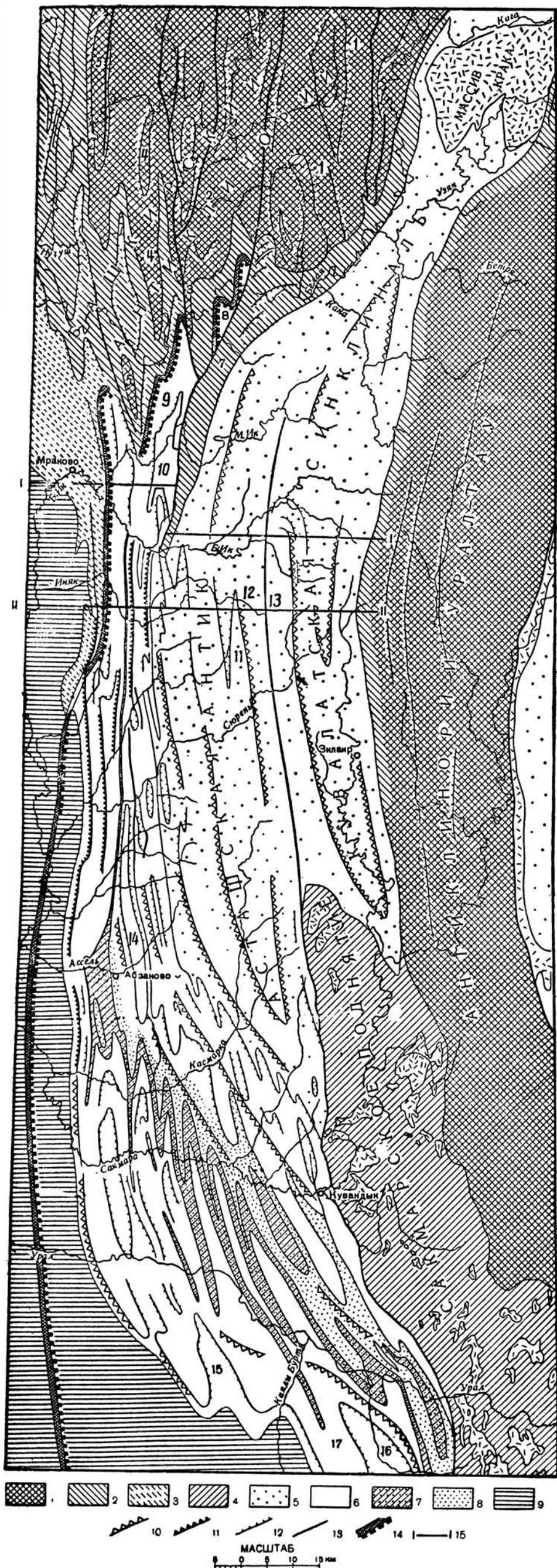
нали ограничены с запада крутыми взбросами; такие же взбросы осложняют и западные крылья частных антиклинальных структур, развитых в пределах этих поднятий. В целом Башкирский антиклинорий характеризуется наличием сравнительно спокойных, плавных тектонических структур с более пологими восточными крыльями. К западу от Кулгунинской структуры в пределах сложного складчатого крыла Башкирского антиклинория протягивается несколько четких линейно вытянутых складок, между которыми располагаются равные им по размеру и сходные по характеру складчатости синклинали. С востока на запад это будут Кошелевская (Кибизская), Ямашская (Ямантауская) и Кузнецовская антиклинали (фиг. 7, 10). Все эти структуры характеризуются широкими, плавными формами, несколько наклоненными к западу, и иногда осложнены разломами, обычно пересекающими крутые западные их крылья (см. фиг. 9). К югу от р. Белой упомянутые складки быстро погружаются и затухают в Зилайском синклинии. При этом северо-восточное простираение западного борта синклинии не совпадает с меридиональным простираением частных структур Башкирского антиклинория. Контуры последнего приобретают здесь сложные очертания благодаря тому, что терригенные толщи каменноугольного возраста, выполняющие синклиний и характеризующиеся специфическими чертами тектоники, глубоко заходят между антиклинальными поднятиями Башкирского антиклинория. К типу таких структур относятся Суюшевская и Иргизлинская синклинали (фиг. 7, 10).

Крупным осложнением в структурах южного погружения Башкирского антиклинория является Уварское поднятие (моноклиналь), ограниченное с запада взбросом значительной амплитуды. Взброс этот является непосредственным продолжением разлома, осложняющего западное крыло Ямантауской антиклинали. В поднятом крыле Уварской структуры на дневную поверхность выведены силурийские и ниже- и среднедевонские образования, которые непрерывной полосой протягиваются вплоть до р. Большого Ика.

В окрестностях сел. Мракова наиболее западные структуры Башкирского антиклинория погружаются под артинскую терригенную толщу; к югу от Большого Ика они скрываются в область предуральской депрессии. Характер складчатости нижнего структурного яруса, сложенного девонскими и каменноугольными отложениями, маскируется здесь своеобразными формами соляной тектоники, развитыми в соленосных образованиях кунгурского яруса. По аналогии с более северными участками предуральской депрессии в известняковом фундаменте нижнего структурного яруса намечается присутствие резких, линейно вытянутых антиклинальных складок, разделенных широкими плоскими синклиналями.

В пределах Зилайского синклиния можно выделить несколько крупных структурных элементов.

Кувалатская синклиналь (фиг. 7) является наиболее восточной складкой синклинии. Центральная часть Кувалатской синклинали в области ее погружения (верховья Большого и Малого Ика) выполнена песчано-глинистыми отложениями текальской толщи, крылья сложены более древними образованиями зилайского комплекса, относящимися к асташской свите верхнего девона. Залегание этих пород удивительно спокойное. Наклон слоев на крыльях синклинали обычно равен 30—50°; на юге увеличивается до 60—70°. Строение синклинали почти симметричное, вторичные складки, осложняющие крупную синклинальную структуру, как правило, отсутствуют. Складки второго порядка появляются в центральной части Кувалатской синклинали в верховьях р. Большой Сюран. Складки эти обычно сравнительно пологие, с углами падения



Фиг. 7. Тектоническая схема Зилаирского синклиория.

Поднятия, обрамляющие синклиорий

1 — Сводовые части антиклинорий, сложенные протервойскими и кембрийскими карбонациями
2 — крылья антиклинорий, сложенные палеозойскими отложениями от карадокского яруса ордовика до артинского яруса нижней перми; 3 — западное крыло Башкирского антиклинория под терригенной толщей артинского яруса; 4 — Самарское поднятие.

Зилаирский синклиорий

5 — Приподнятая часть синклиория с выходами на дневную поверхность отложений верхнего девона и турнейского яруса нижнего карбона; 6 — погруженная часть синклиория с выходами на поверхность каменноугольных и самарско-артинских отложений; 7 — выходы на дневную поверхность флишевых отложений верхнего карбона; 8 — выходы на дневную поверхность флишевых отложений среднего карбона.

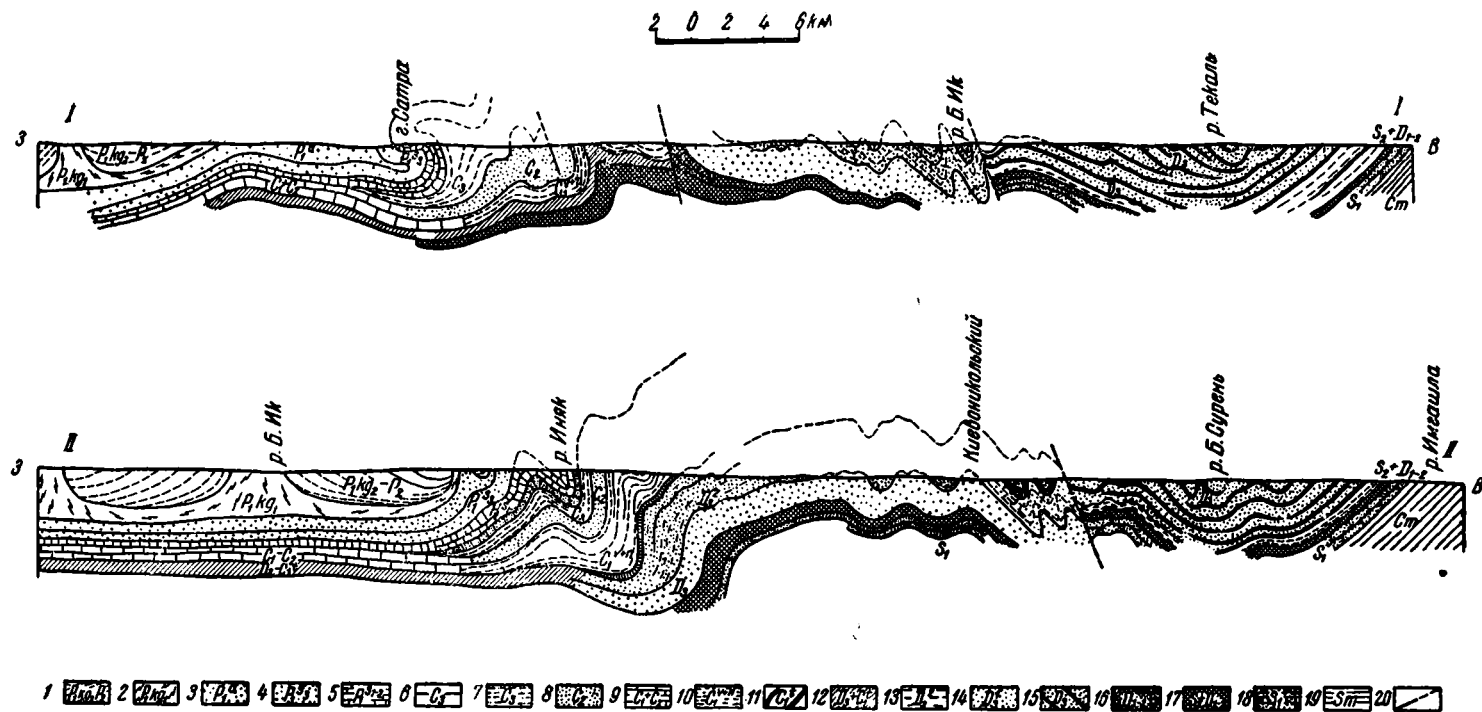
Предуральская депрессия

9 — предуральская депрессия, выполненная галогенной толщей кунгурского яруса, а также пермскими и триасовыми красноцветами.

Общие условные обозначения

10 — структура силурийского фундамента синклиория в условных изолниях; 11 — простирание слоев вертикально залегающих слоев на флекуре глубокого заложения; 12 — простирание слоев; 13 — взбросы и надвиги; 14 — западная граница распространения терригенных толщ карбона, выполняющих Зилаирский синклиорий; 15 — линия профилей.

Цифры на карте означают: мегаантиклинали: 1 — Ямантауская, 2 — Кулгунинская. Антиклинали: 3 — Мансуктовская, 4 — Коселевская (Кибизская), 5 — Ямашская (Ямантауская), 10 — Шитрышская, 11 — Павленская, 13 — Дмитриевская, 14 — Богдановская (Итнуловская), 17 — Аванташская, 7 — Уваровское поднятие. Синклинали: 8 — Иргалинская, 9 — Суяшевская, 12 — Авашильская, 15 — Бужанская, 16 — Кимперсайско-Алимбетская.

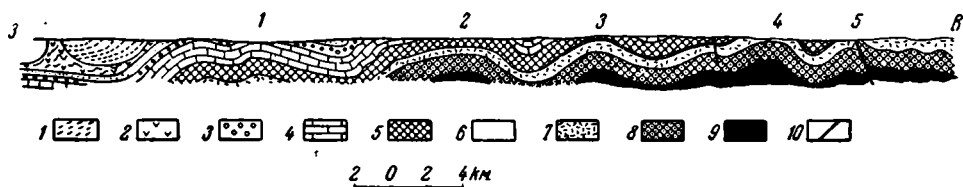


Фиг. 8. Геологические профили Зилайского синклиория вдоль Большого Ика (I—I) и Иньяка (II—II) по А. А. Богданову и Б. М. Келлеру.

1 — пермская красноцветная толща; 2 — галогенная толща кунгурского яруса; 3 — артинский ярус; 4 — стерлитамакский горизонт самарского яруса; 5 — тастубский и тингский (швагериновый) горизонты самарского яруса; 6 — верхний карбон — кремнистые аргиллиты; 7 — верхний карбон — аргиллиты, песчаники, известняки; 8 — средний карбон Зилайского синклиория; 9 — известняки нижнего и среднего карбона; 10 — визейские и намюрские отложения Зилайского синклиория; 11 — турнейские отложения; 12 — известняки турнейского яруса нижнего карбона и верхнего девона; 13 — авашинская свита зилайского комплекса верхнего девона; 14 — асташская и яумбаевская свиты зилайского комплекса; 15 — зилайский комплекс верхнего девона (без расчленения); 16 — известняки нижнего и среднего девона; 17 — бетрипская свита силура нижнего и среднего девона; 18 — кидрясовская свита ордовина; 19 — катралинская свита кембрия; 20 — взбросы и надвиги.

на крыльях до 50—60°. Наряду с ними встречаются линейно вытянутые узкие складки, запрокинутые к западу. В сводовой части одной из них выведена пачка кремнистых пород, протягивающаяся от р. Большого Сюрана у сел. Федоровского до р. Бердяш.

Наибольшее погружение шарнира Кувалатской синклинали имеет место в бассейне Малого Ика. К югу от Зилаира, в нижней части течения р. Урман-Зилаир шарнир синклинали приподнимается, вследствие чего



Фиг. 9. Геологический профиль Башкирского антиклинория вдоль левобережья р. Нугуш (по А. А. Богданову и Б. М. Келлеру).

1 — пермские красноцветные отложения; 2 — кунгурские отложения; 3 — сакмарско-артыкские отложения; 4 — каменноугольные отложения; 5 — девонские отложения; 6 — силурийские отложения и нарадоксиевые песчаники ордовика; 7 — ашинская свита нижнего кембрия; 8 — миньярская, инверская и натавская свиты докембрия; 9 — зильмердакская свита докембрия; 10 — взбросы и надвиги.

Цифрами на профиле обозначены антиклинали: 1 — Иштугановская; 2 — Кузнецовская; 3 — Ямашская (Ямантауская); 4 — Кошелевская (Кибивская); 5 — Мансютловская.

полоса пород зилаирского комплекса быстро сужается и исчезает, не доходя р. Сакмары, уступая место отложениям древнего палеозоя.

Столь же явственное воздымание шарнира рассматриваемой структуры имеет место к северу от р. Каны, где Кувалатская синклиналь представляет собою центральную, наиболее изогнутую часть Зилаирского синклинория.

В крайней северо-восточной части рассматриваемой площади, в центральной части Кувалатской синклинали располагается огромный массив Южного Крака, сложенный ультраосновными породами. Как показали работы Д. Г. Ожиганова (1941), ультраосновные породы интрузива, представленные гарцбургитами, дунитами, лерцолитами и серпентинизированными перидотитами, покрываются ордовичскими, силурийскими и нижнедевонскими образованиями. Эти отложения небольшой мощности встречаются отдельными участками, слагая останцы кровли массива, и, кроме того, узкой полосой обрамляют массив по периферии. Вместе с песчаниками и сланцами зилаирского комплекса верхнего девона осадочные толщи вокруг массива находятся в опрокинутом залегании и падают в сторону ультраосновных пород интрузива. Такое залегание придает массиву грибообразную форму. Своеобразная куполовидная структура такого типа, естественно, могла возникнуть только после образования нижних горизонтов зилаирской свиты верхнего девона. Предположение Д. Г. Ожиганова о значительно более древнем, ордовичском возрасте интрузива, повидимому, неверно.

Дмитриевская антиклиналь (фиг. 7). В бассейне р. Урман-Зилаира Кувалатская синклиналь захватывает восточную часть Сакмарского поднятия, которое вблизи массива Шайтан-тау имеет вид сложно построенной антиклинали. Непосредственно на его северном продолжении, в пределах площади распространения зилаирского комплекса, расположена крупная линейно вытянутая Дмитриевская антиклинальная складка.

В верховьях р. Сюрана и севернее по рр. Авашле и Бердяшу Дмитриевская антиклиналь имеет очень четко оформленное восточное крыло. В пре-

делах этого крыла асташские песчаники однообразно наклонены на восток под углом $45-50^\circ$; в бассейне рр. Текаля и Кувалата угол падения уменьшается до $20-30^\circ$. Сводовая часть Дмитриевской антиклинали, сложенная асташской свитой, осложнена складками второго порядка, обычно почти симметричными, либо наклоненными к западу. Западное крыло Дмитриевской антиклинали осложнено крупным разломом, который отчетливо устанавливается по ненормальному соприкосновению асташских песчаников и сланцев авашлинской свиты. Этот разлом, повидимому, представляет собой крутой надвиг и отчетливо прослеживается от р. Большого Ика на севере до р. Сюрана на юге. Повидимому, надвиг западного крыла Дмитриевской антиклинали является непосредственным продолжением крупных разломов, ограничивающих с запада Сакмарское поднятие.

В бассейне р. Большой Ик Дмитриевская антиклиналь быстро погружается к северу и, повидимому, затухает, не доходя до Малого Ика.

Авашлинская синклинальная полоса (фиг. 7). Западнее Дмитриевской антиклинали протягивается полоса пород авашлинской свиты, шириною до $5-6$ км, собранная в систему узких, опрокинутых на запад складок. Складки эти отчетливо видны на геологических картах благодаря присутствию толщи караминских песчаников, рельефно выделяющихся в обнажениях. Падение их на восточных крыльях антиклинальных складок достигает $60-70^\circ$. В пределах западных опрокинутых крыльев видимый наклон слоев равен $75-80^\circ$. Авашлинские опрокинутые складки расположены вблизи фронтальной части крупного надвига, осложняющего западное крыло Дмитриевской антиклинали в пределах узкой полосы; во всей остальной площади распространения зилаирского комплекса складки более симметричны.

Асташская сложная антиклиналь (фиг. 7) представляет собою крупную антиклинальную структуру во внутренней части Зилаирского синклинория.

В верховьях рр. Иняка и Сюрана на поперечном профиле (фиг. 8) Асташская структура вырисовывается как обширное антиклинальное поднятие. Широкая сводовая часть его осложнена двумя-тремя складками второго порядка. Складки эти почти симметричны, с углами наклона на крыльях, не превышающими $50-60^\circ$; в сводовых частях этих складок вскрываются песчаники и сланцы асташской свиты, характеризующиеся пологим волнистым залеганием; на крыльях и в частных синклиналях выходят авашлинские сланцы. Наиболее значительной складкой второго порядка в пределах рассматриваемого поднятия является Павленская антиклиналь — складка почти симметричного строения, прекрасно вскрытая в разрезе правого берега Большого Ика.¹ Угол наклона песчано-глинистых пород на крыльях Павленской антиклинали равен $45-50^\circ$.

На западном крыле Асташской антиклинали отложения авашлинской свиты собраны в систему мелких пологих, почти симметричных складок; зеркало этих складок наклонено на запад под углом $30-35^\circ$. Только в области распространения визейских отложений такое строение крыла складки сменяется крутым моноклинальным залеганием слоев, которое связано с существованием здесь флексуры глубокого заложения.

На юге, в бассейне рр. Касмарки и Куруила, шарнир Асташской антиклинали постепенно погружается. Характер этого погружения остался до

¹ Фотография этой складки помещена на фиг. 21.

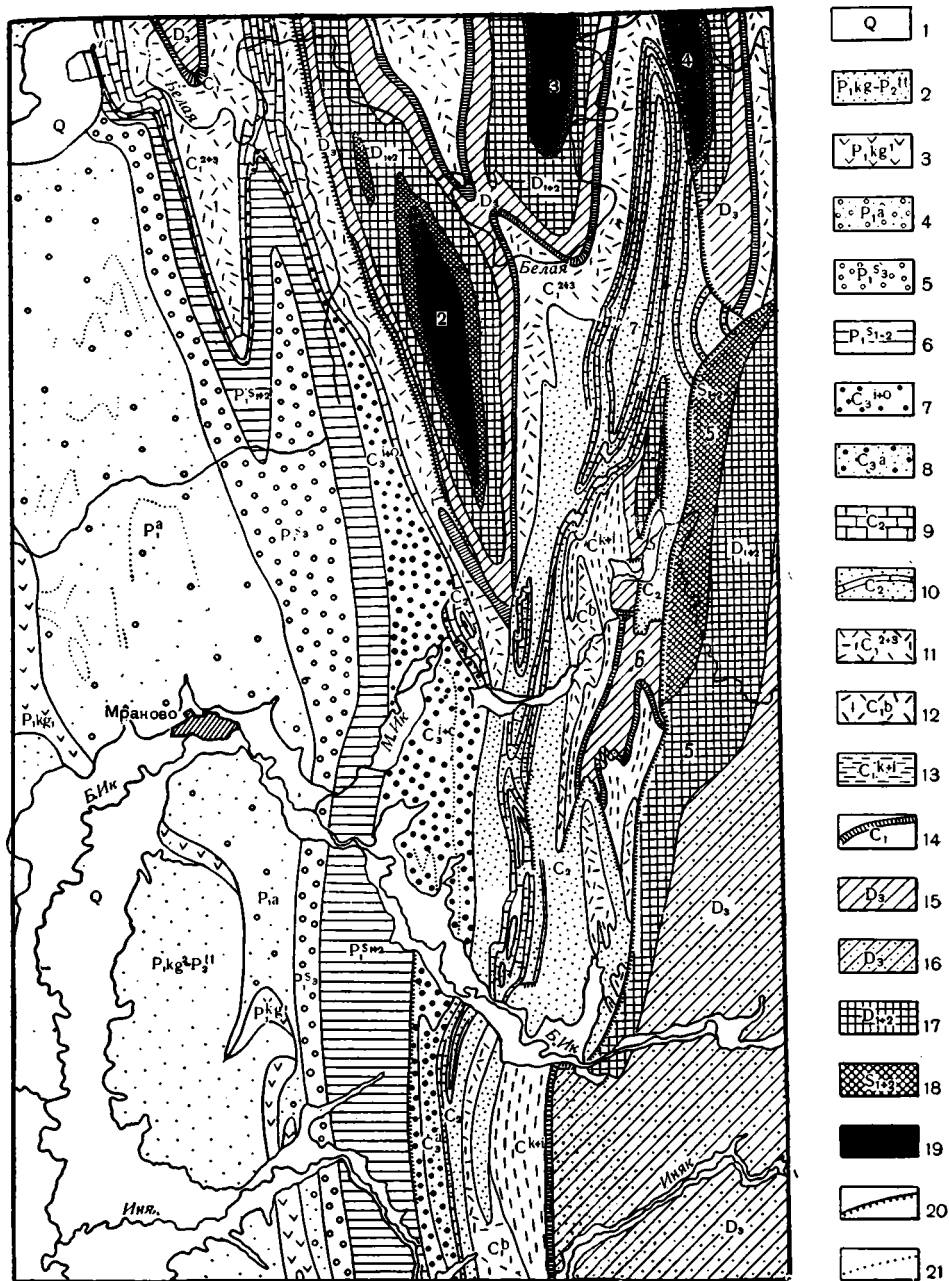
сего времени недостаточно выясненным, так как на существующих картах отдельные свиты зилайского комплекса не отделены друг от друга. Более четкое представление имеется о строении западного крыла Асташской антиклинали, в пределах которого выделяется кремнистая толща куруильского горизонта визейского яруса. Здесь крыло Асташской структуры осложнено многочисленными складками второго порядка, обычно почти симметричными или слегка наклоненными к западу, с углами падения на крыльях, не превышающими $50-60^\circ$.

Как можно видеть из прилагаемой тектонической схемы (фиг. 7), Асташская антиклиналь расположена кулисообразно по отношению к Сакмарскому поднятию. В верховьях рр. Куруила и Касмарки, между упомянутыми поднятиями располагается узкая синклиналь; в центральной ее части к югу от р. Куруила В. Н. Павлиновым было установлено присутствие силицитов, относящихся, по всей видимости, к кремнистой турнейской пачке ямашлинской свиты.

В верховьях рр. Сюрана и Иняка частные антиклинальные складки Асташской структуры погружаются к северу; максимальное погружение шарниров этих складок имеет место в бассейне Малого Ика. Одновременно с этим погружением западное крыло Асташской антиклинали резко приподнимается по линии крупного разлома и переходит в Уварский односторонний горст. В наиболее приподнятой части этого горста выведены на дневную поверхность отложения силура и нижнего и среднего девона, падающие на восток под углом $45-50^\circ$. Рассматриваемые отложения представлены преимущественно известняками. Примыкающие к ним песчано-глинистые толщи зилайского комплекса дислоцированы дисгармонично по отношению к известняковому комплексу. При беглом знакомстве с указанными толщами можно получить неправильное представление о том, что зилайский комплекс соприкасается с подстилающими образованиями по линии тектонического контакта.

Суюшевская сложная синклиналь и смежные структуры (фиг. 7, 10). С запада к Уварскому одностороннему горсту примыкает Суюшевская синклиналь, выполненная терригенными толщами нижнего и среднего карбона. Указанные отложения собраны в систему меридиональных, опрокинутых на запад складок, дисгармоничных по отношению к структурам известнякового комплекса. В бассейне Малого Ика, в центральной части Суюшевской синклинали, располагается сложно построенное Шигрышское поднятие, в пределах которого выведены на дневную поверхность девонские и даже силурийские образования (см. фиг. 11). Шигрышская структура имеет очень крутое, местами опрокинутое западное крыло и осложняется системой вертикальных разломов. Наличие таких разломов устанавливается по восточному крылу поднятия в окрестностях хутора Сюрень по ненормальному соприкосновению силурийских, девонских и нижнекаменноугольных образований со среднекаменноугольными. Отложения среднего карбона протягиваются между Шигрышским поднятием и Уварской моноклиной в пределах узкого грабена. Наличие такого же грабена, ограниченного прямоугольной системой разломов, устанавливается в пределах южного погружения Шигрышского поднятия в бассейне р. Тасы. Опушенный блок врезан здесь в сводовую часть Шигрышского антиклинального поднятия; четкое антиклинальное строение наблюдается также в пределах опущенного блока, сложенного ниже- и среднекаменноугольными породами.

Прямоугольная система разломов, осложняющих Шигрышскую структуру, связана с отставанием отдельных блоков при общем ее вертикальном подъеме. Таким образом, разломы, ограничивающие грабены, близки к сбросам. Однако, в противоположность сбросам, возникающим в усло-



Фиг. 10. Геологическая схема южного погружения Башкирского антиклинария. По Б. М. Келлеру (1945). Масштаб около 1 : 340 000

1 — четвертичные отложения; 2 — пермская красноцветная толща; 3 — галогенная толща кунгурского яруса; 4 — артинский ярус; 5 — стерлитамакский горизонт самарского яруса; 6 — тастубский и тингский горизонты самарского яруса; 7 — оренбургский и златоустовский горизонты верхнего карбона; 8 — абановский горизонт верхнего карбона; 9 — средний карбон, известняки; 10 — средний карбон, терригенная толща; 11 — известняки визейского и намюрского ярусов; 12 — бухарчинская свита намюрского и визейского ярусов; 13 — куруильская и иткуловская свиты визейского яруса; 14 — известняки турнейского яруса; 15 — известняки верхнего девона; 16 — аилаирский комплекс верхнего девона; 17 — отложения среднего и нижнего девона; 18 — силурийские отложения и карадокские песчаники ордовика; 19 — ашинская свита нижнего кембрия; 20 — валуны и навалы; 21 — пласты песчаников среди артинских отложений.

Цифры на карте означают: 1 — Кузнецовская; 2 — Ямашская (Ямантауская); 3 — Кошелевская (Кибаская); 4 — Максютинская антиклиналь. 5 — Уварское поднятие; 6 — Шигрышское поднятие; 7 — Сукшевская синклиналь.

виях растяжения, рассматриваемые поднятия возникли в условиях сжатия при формировании складчатой структуры и должны рассматриваться как крутые взбросы. Повидимому, к нарушениям такого же типа может быть отнесено подавляющее большинство разломов, осложняющих структуру Башкирского антиклинория. Особенно следует подчеркнуть, что к той же системе крутых надвигов или взбросов относится крупный разлом, ограничивающий с запада Уварский односторонний горст. Нарушение это возникло в результате отставания юго-восточной части Суюшевской сложной синклинали и в окрестностях сел. Мурадымова по Большому Ику сопряжено с широтным разломом, постепенно затухающим в западном направлении (фиг. 10). Естественно, что такого рода прямоугольный разлом должен быть отнесен к крутым взбросам, а не к пологим надвигам, связанным с горизонтальными перемещениями. Тем более должно быть оставлено предположение о наличии здесь покрова, сближающего восточные терригенные и западные известняковые толщи девонских отложений.

Как показывают имеющиеся материалы, резкие фациальные изменения в палеозойских отложениях в области южного погружения Башкирского антиклинория в подавляющем большинстве случаев осуществляются без всякого участия надвиговых нарушений, сближающих терригенные и известняковые толщи. Такое фациальное изменение доказано, в частности, для антиклинали, примыкающей с запада к Суюшевской сложной синклинали.

По правобережью Малого Ика западное крыло и сводовая часть антиклинали Яман-тау (Ямашской) слагаются известняковыми толщами девонского и ниже- и среднекаменноугольного возрастов. Однообразное залегание этих отложений, падающих на запад $230^\circ \angle 40^\circ$, осложняется присутствием небольшой складочки второго порядка, ограниченной разломом небольшой амплитуды. В пределах восточного крыла складки девонские отложения наклонены на восток; угол наклона их колеблется в пределах $35-40^\circ$, и, таким образом, складка имеет почти симметричное строение.

Отличительной особенностью восточного крыла складки является присутствие терригенной толщи намюрских и среднекаменноугольных образований до 800 м мощностью. Толща известняков западного крыла, соответствующая этим отложениям, не превышает по мощности 300—350 м. Смена фаций в присводовой части структуры совершается необычайно резко, на протяжении 1 км. Все особенности строения антиклинали Яман-тау заставляют видеть здесь естественное изменение состава пород на крыльях складки и не дают возможность стать на точку зрения ненормального тектонического соприкосновения двух различных фаций.

Западная часть синклинали между Иком и Сакмарой. Ямашская антиклиналь среди других структур Башкирского антиклинория выдвинута далее всего к югу. Визейские и каляльские известняки, слагающие эту структуру, прослеживаются вплоть до р. Малый Ик. Южнее они погружаются и уступают место терригенным толщам каменноугольного и нижнепермского возраста, выполняющим Зилаирский синклиний. Характер складчатости этих терригенных толщ резко отличается от структурных форм Башкирского антиклинория. Широкое распространение получают здесь узкие, сжатые, опрокинутые на запад складки, осложняющие общее опрокинутое моноклинальное залегание слоев в пределах рассматриваемой полосы. По отношению к формам нижнего структурного яруса, сложенного известняками девонского возраста и более древними образованиями, складки терригенных комплексов являются дисгармоничными.

В пределах сложно построенной моноклинали в западной части Зилаирского синклинория особенно интересны структуры, возникающие в полосе распространения курмаинских известняков сакмарского яруса. На севере, по правобережью р. Малого Ика эти известняки слагают крыло Ямашской антиклинали. В области водораздела Белой и Ика они падают на запад под углом $50-60^\circ$. Южнее залегание известняков становится более крутым. Далее, к югу, в области погружения Ямашской антиклинали на широте хутора Кузьминового курмаинские известняки образуют своеобразную перевернутую синклиналь, строение которой изображено на прилагаемых рисунках (фиг. 11, 12), взятых из работы А. А. Богданова и Б. М. Келлера (1947).

В разрезе правого берега р. Малого Ика Кузьминовская складка представляется в виде антиклинали, сложенной курмаинскими известняками сакмарского яруса. Угол наклона этих известняков в пределах западного крыла складки равен $40-50^\circ$. На восточном крыле известняки падают под углом 50° .

Более внимательное изучение структуры позволило установить, что в сводовой части «антиклинали» выходят известняки с *Pseudofusulina moelleri* Schellwien, в то время как крылья слагаются более древними горизонтами курмаинской свиты с швагеридами и сопутствующим комплексом псевдофузулин. Эти данные вполне согласуются с расположением ритмично построенных прослоев брекчиевидных известняков, переходящих вверх в более тонкозернистые и, наконец, пелитоморфные разности.

Все эти ритмично построенные пласты, мощностью до $1.5-2$ м, в пределах складки оказываются перевернутыми. Детальное изучение тектоники всей гряды курмаинских известняков установило, что Кузьминовская складка представляет собой перевернутую синклиналь, сопряженную с расположенной западнее перевернутой антиклиналью. По простиранию Кузьминовская складка прослеживается не более, чем на $6-7$ км. Уже в разрезе правого берега Большого Ика перевернутая синклиналь выполаживается и выражена лишь флексурообразным изгибом слоев, которые на значительном протяжении опрокинуты и залегают почти горизонтально. Наконец, по левобережью Большого Ика курмаинские известняки образуют крупную опрокинутую моноклираль, не осложненную складками второго порядка. Такие складки, но уже не опрокинутые, а нормальные, снова появляются в бассейне р. Иньяка.

1. По водоразделу Ика и Белой



2. По реке Малый Ик



3. По правому берегу Большого Ика



4. По левому берегу Большого Ика



5. По реке Иньяк



1



3



2



4

Фиг. 11. Широтные профили гряды курмаинских известняков.

1 — терригенная толща, покрывающая курмаинские известняки; 2 — известняки курмаинской свиты; 3 — терригенная толща, подстилающая курмаинские известняки; 4 — известняки среднего и верхнего карбона.

Как уже указывалось, Суюшевская синклиналь ограничена на юге широтным отрезком мурადымовского разлома, сопряженным с меридиональным разломом западного ограничения Уварского одностороннего горста. Южнее на простирации этой структуры каменноугольные отложения вместе с примыкающими к ним с запада нижнепермскими толщами образуют широкую моноклинали, осложненную системой узких, опрокинутых на запад складок.

Характер складчатости указанной полосы можно видеть из прилагаемых профилей. Крутое моноклиналиное залегание мощных терригенных образований карбона связано здесь с глубоким погружением силурийских и нижнедевонских отложений фундамента терригенных комплексов и наличием крутой флексуры. Флексура эта между рр. Иньяком и Сюраном локализуется в полосе распространения каменноугольных отложений. К северу от Большого Ика флексура переходит в разлом западного ограничения Уварского одностороннего горста. На юге, в бассейне р. Сюрана полоса каменноугольных отложений осложнена многочисленными складками второго порядка. Зеркало этих складок полого понижается к западу; моноклиналиное залегание слоев имеет место здесь лишь в пределах распространения нижнепермских образований. В связи с этим флексура глубокого заложения в породах фундамента смещается к западу. Вдоль полосы распространения сакмарско-артинских отложений флексура может быть прослежена вплоть до р. Ассели. Южнее этой реки опрокинутое залегание нижнепермских отложений постепенно сменяется нормальным и несколько выполаживается. В бассейне р. Сакмары на крыле Курмаинской антиклинали нижнепермские отложения падают на запад под углом 60—70°. По левобережью р. Сакмары флексура глубокого заложения постепенно здесь затухает.

В пределах крутой моноклинали западного ограничения Зилаирского синклинория надвиговые нарушения имеют крайне ограниченное распространение.

Многие опрокинутые складки и даже лежащая Кузминовская складка не сопровождаются разрывами сплошности слоев. Только в бассейне р. Сюрана и к югу от р. Ассели установлено присутствие довольно крутых надвигов, осложняющих западные крылья крупных антиклинальных складок. По простирацию эти нарушения не прослеживаются более чем на 8—10 км.

Крупные разломы на геологических картах Урала масштаба 1:500 000 и 1:1 000 000 обычно показаны вдоль полосы распространения глыбовых конгломератов верхнего карбона, принимавшихся за тектонические брекчии, и по границе зилаирского комплекса с визейскими отложениями. Работами последних лет доказано, что проведение указанных разломов объясняется недостаточно подробной изученностью геологического строения этой области к моменту составления сводных карт.

В пределах сложно построенной крутой моноклинали, сложенной каменноугольными и нижнепермскими образованиями между рр. Большим Иком и Асселью, наиболее сложные контуры имеет граница артинских и кунгурских отложений. Наличие таких контуров объясняется резко трансгрессивным залеганием кунгурской гипсоносной толщи на различных горизонтах артинского яруса и присутствием складок второго порядка, осложняющих общее моноклиналиное залегание слоев.

Южное погружение структур Зилаирского синклинория. К югу от р. Ассели наблюдается постепенное погружение структур, в результате чего полоса распространения каменноугольных и нижнепермских отложений расширяется до 50—60 км. Общее прости-



Фиг. 12. Общий вид Кузьминовской складки (рисунок Р. А. Новосельцовой).

рание зеркала складок оконтуривает здесь погружение сложной Асташской антиклинали и становится северо-западным. Повидимому, это направление совпадает с простиранием фундамента терригенных комплексов синклиория, дислоцированного дисгармонично в отношении верхнего структурного яруса, сложенного терригенными толщами верхнедевонского, каменноугольного и нижнепермского возраста.

Простирание складок в терригенных толщах вначале не совпадает с простиранием зеркала складчатости; вплоть до р. Сакмары оно остается почти меридиональным, и лишь южнее приобретает явственное северо-западное направление. Характер складчатости в пределах южного погружения синклиория становится иным по сравнению с более северными площадями. Здесь развиты широкие синклинальные структуры, разделенные сравнительно узкими антиклиналями. Последние обычно построены несимметрично, имеют сравнительно крутые западные крылья ($60-70^\circ$) и более пологие восточные. Как правило, опрокинутых складок здесь не наблюдается. Значительное ослабление тектонических напряжений по сравнению с более северными площадями сказывается также в почти полном отсутствии надвигов в рассматриваемой части синклиория. Лишь в крайней восточной полосе, при приближении к Сакмарскому антиклинальному поднятию, появляются более узкие опрокинутые на запад складки, осложненные надвигами. Среди них наиболее значительным является крупный разлом, обрамляющий Сакмарское поднятие с запада.

К югу от р. Урала в полосе распространения сакмарских и артинских отложений узкие линейные складки постепенно затухают и сменяются широкими, пологими формами. Основная роль здесь принадлежит обширным синклинальным структурам, таким, как Бужанская синклиналь или широкая Кимперсайско-Алимбетская мульда. Между упомянутыми синклиналями располагается Азнаташская антиклиналь, которая в зоне своего погружения представляет собой обширную пологую складку. Из шести антиклиналей, развитых на междуречье Сакмары и Урала, Азнаташская является единственной положительной структурой, протягивающейся в область левобережных притоков р. Урала. За пределами рассматриваемой площади эта антиклиналь также расплывается в Кимперсайско-Алимбетской мульде.

Рассмотренный тип структур является переходным от линейных складок Зилайрского синклиория к петельчато-ячеистым структурам предуральского прогиба, где основная роль принадлежит обширным синклиналям, а антиклинальные поднятия имеют неправильную форму, всецело подчиняясь контурам смежных синклиналей. Этот тип складок развит на юге за пределами рассматриваемой площади и замещает по простиранию структуры Зилайрского синклиория. Такой переход по простиранию одной фациально-тектонической зоны в другую мы уже наблюдали в области южного погружения Башкирского антиклиория.

Работы, проведенные в последние годы на Урале, показывают, что подобные взаимоотношения развиты гораздо шире, чем это предполагалось ранее, когда строение этой геосинклинальной области представлялось в виде ряда меридионально протягивающихся полос, отделенных друг от друга крупными надвигами.

В заключение следует рассмотреть некоторые общие вопросы тектоники Зилайрского синклиория.

Из краткой характеристики тектонических структур, развитых в пределах синклиория, видно, что преобладающим типом здесь являются линейные формы складок. Лишь в пределах зилайрской сложной синкли-

нали наблюдаются куполовидные поднятия, связанные с внедрением ультраосновных пород в песчано-глинистые отложения зилаирской свиты.

Все линейные складки синклиория наклонены на запад или опрокинуты в том же направлении. В некоторых случаях они построены почти симметрично; складок, опрокинутых на восток, в пределах синклиория не наблюдается.

Наиболее интенсивная складчатость с широким развитием опрокинутых и даже перевернутых складок приурочена к западному борту синклиория и совпадает с областью максимальных мощностей всей толщи пород от верхнего девона до артинского яруса включительно. Полоса выходов указанных образований имеет здесь наибольшую ширину и на востоке спокойно сменяется наклоненными на запад породами западного крыла антиклиория Урал-тау.

В южной части синклиория, там, где к антиклиорию Урал-тау приключается сложно построенное Сакмарское поднятие, интенсивность складчатости заметно уменьшается.

Такое же упрощение складчатости внутренней части синклиория наблюдается и в приподнятой северной его части к востоку от Башкирского антиклиория.

Подобные взаимоотношения не могут быть поняты, если исходить из предположения о значительной роли бокового давления в формировании складок Зилаирского синклиория. Действительно, наиболее интенсивная складчатость в пределах синклиория, связанная с боковым давлением, должна быть приурочена к участкам, прилегающим к областям наибольшего воздымания антиклиориев. На самом деле в указанных участках развиты более простые тектонические формы.

Гораздо более приемлемо объяснение происхождения линейной складчатости Зилаирского синклиория смещением мощной толщи терригенных образований к западному борту синклиория в результате неравномерной статической нагрузки и действия гравитационных сил. Это перемещение огромной массы осадочных горных пород направлено в сторону опущенного западного борта синклиория. Огромное значение в этом процессе принадлежит, повидимому, послонному перемещению дисгармонично сминающихся комплексов, а также внутрипластовым движениям в пределах каждого из них. Не надо видеть в этом движении простое гравитационное соскальзывание по наклонной плоскости. Не следует забывать, что в восточной части синклиория, прилегающей к приподнятой зоне Урал-тау, залегание терригенных толщ исключительно спокойное. Интенсивность складчатости постепенно возрастает к западу в силу внутрипластовой передачи давления из этой области к западному опущенному крылу синклиория.

В результате этого процесса структуры второго порядка могут быть опрокинуты к западу, напoлзая на поднятия противоположного борта синклиория. Именно такие взаимоотношения наблюдаются к северу от р. Большого Ика, где сложные опрокинутые складки Суюшевской синклинали запрокинуты в сторону антиклинали Яман-тау.

При более значительном смещении масс у западного борта Зилаирского синклиория могли бы возникнуть настоящие покровы типа альпийских шарриажей. Однако существующая амплитуда поднятий не дала возможности развиваться покровам на современном эрозионном срезе. Весьма возможно, что покровная структура существовала некогда на более высоком гипсометрическом уровне, но была нацело уничтожена последующей эрозией, вследствие чего существование ее не может быть доказано.

В конце ордовичского времени на Южном Урале имели место крупные и резкие движения земной коры. Движения эти отчетливо устанавливаются в Сакмарской зоне по трансгрессивному и несогласному залеганию карадокских сланцев на подстилающих отложениях. Не менее отчетливо их можно ощущать и на южном погружении Башкирского антиклинория, где, однако, несогласие между карадокским ярусом и подстилающими образованиями обычно ошибочно принимают за более ранние этапы складчатости. Указанные движения резкие, интенсивные, но, повидимому, кратковременные, привели к общей перестройке плана строения основных структурных элементов на Южном Урале. Как мы увидим, дальнейшее развитие и изменение этого плана происходило преимущественно эволюционным путем; в среднем и верхнем палеозое имели место лишь незначительные его преобразования. Несмотря на это, конечные стадии развития синклинория коренным образом отличаются от начальных. Попытаемся проследить ход этих преобразований.

С и л у р и й с к и й п е р и о д. В силурийское время в пределах рассматриваемой территории можно видеть отложения двух типов. Первый из них развит в пределах Башкирского антиклинория, свойственен отложениям, непосредственно примыкающим к краю Русской платформы, и может быть назван платформенным. Он характеризуется наличием хорошо отсортированных кварцевых песчаников в основании трансгрессивно залегающей толщи силура. Особенностью этих песчаников является отсутствие глинистого цемента и наличие косой слоистости. Вышележащая толща пород силура, представленная преимущественно сланцами и доломитами, характеризуется быстрой и резкой фациальной изменчивостью по простиранию. Все эти признаки позволяют считать, что осадки платформенного типа в подавляющем большинстве отлагались в зоне мелководья и относятся к шельфовым отложениям. Мощности силурийских отложений окраины Русской платформы значительно изменяются и резко возрастают с северо-запада на юго-восток. В крайней северо-западной части рассматриваемой площади отложения силура вообще отсутствуют. Разрез палеозойских отложений этого участка, характеризующийся трансгрессивным залеганием девона, сходен со многими другими разрезами обширных площадей восточной окраины Русской платформы. Юго-восточнее в области широтного течения р. Белой мощности силура (вместе с карадокскими песчаниками ордовика) не превышают 100—150 м. Во внешней части зоны развития платформенных осадков мощности силура быстро возрастают до 300—400 м в бассейне р. Белой и до 1000 м в бассейне р. Малого Ика. Эта зона резко увеличенных мощностей, развитых по восточному крылу Башкирского антиклинория, протягивалась сравнительно узкой полосой, обрамляя в силурийское время Русскую платформу с востока. Можно полагать, что обломочный материал карадокских песчаников, достигающих в пределах рассматриваемой полосы 300—400 м (р. Ик), так же как и во всей области распространения осадков платформенного типа, поступал с запада или из зоны воздымания структур Башкирского антиклинория, представлявшего в силурийскую эпоху обширное поднятие. Нет оснований допускать восточное происхождение этого материала, ибо в этом случае в составе обломочных зерен должны были бы присутствовать обломки эффузивов, широко развитых на востоке.

Отложения силура восточного типа представлены преимущественно глинистыми и кремнистыми сланцами с граптолитами. Среди этих пород, главным образом в южной части площади (Сакмарское поднятие), встречаются толщи основных эффузивов и их туфов. Указанные отложения

с полным правом могут быть отнесены к отложениям геосинклинального типа, расположенным в пределах внешнего прогиба геосинклинальной области, примыкающего к Русской платформе. Для этих отложений характерны выдержанность и постоянство их состава, который резко изменяется лишь в области появления вулканогенных образований. Обломочный песчаный и глинистый материал среди отложений этого типа обычно перемешан, не отсортирован, что объясняется захоронением в сравнительно глубоководных условиях. Об относительной глубоководности свидетельствует также широкое распространение кремнистых и граптолитовых сланцев. Таким образом, формация кремнистых сланцев и эффузивов соответствовала относительно пониженным участкам морского дна по сравнению с западными площадями распространения осадков платформенного типа. Иными словами, в пределах этой площади существовала депрессия рельефа, не нагружавшаяся осадками. С этой точки зрения наиболее значительные мощности осадков платформенного типа оказываются приуроченными к западному борту указанной депрессии.

Как установлено Д. Г. Ожигановым, в северной части площади вблизи массива Крака переход между отложениями западного и восточного типов необычайно резкий и быстрый. Осадки краевой части платформы, мощностью 300—350 м, выходящие вдоль западного борта Зилаирского синклинория, отделяются от синхроничных образований, представленных по периферии массива Крака пачкой кремнистых сланцев в 100—150 м мощностью, полосой более молодых пород верхнего девона, не превышающей 2—3 км. Резкий переход свидетельствует о наличии некоторого уступа по западному борту незагруженного прогиба. Мощность силурийских отложений восточного типа значительно возрастает с севера на юг от 100—150 м по периферии массива Крака до 600—700 м в бассейне р. Сакмары. Таким образом, для всей рассматриваемой площади в силурийское время намечается общее возрастание мощностей с севера на юг, что связано, по видимому, с наличием некоторой приподнятости в северной части площади и общей тенденцией к погружению в южном направлении.

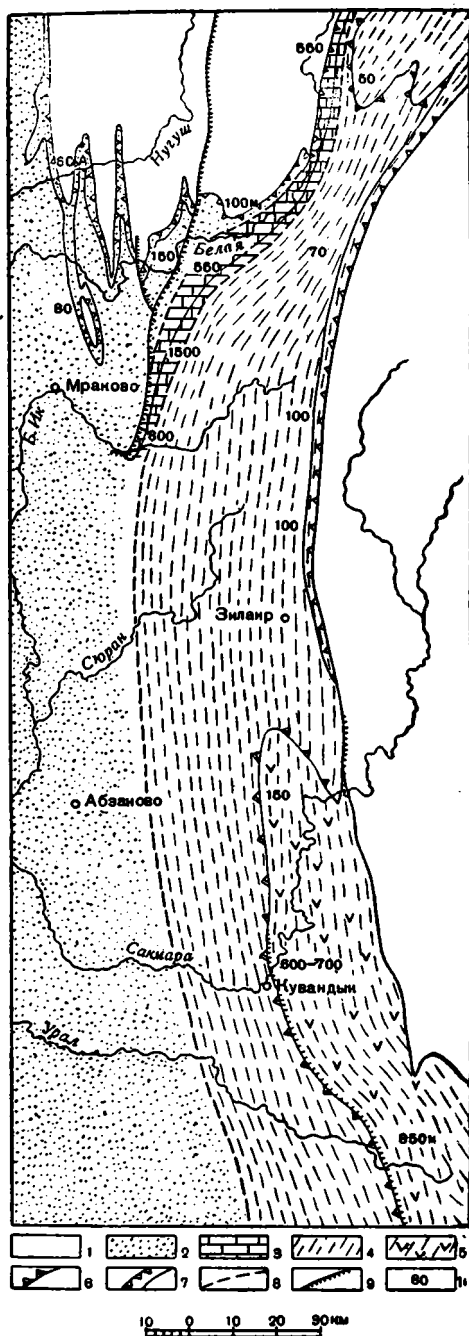
Н и ж н е - и с р е д н е д е в о н с к и е э п о х и. На рубеже силура и нижнего девона в рассматриваемой части Южного Урала имели место поднятия, сопровождавшиеся складчатостью. Трансгрессивное и несогласное залегание нижнего девона на подстилающих отложениях отчетливо устанавливается в сакмарской зоне (Хабаков, 1935; Павлинов, 1937, 1947). В пределах Башкирского антиклинория преддевонские движения земной коры привели к трансгрессивному залеганию такатинских песчаников нижнего и среднего девона на подстилающих образованиях. Преддевонские движения не привели, однако, к сколько-нибудь значительному изменению общего плана распределения фаций и мощностей. План этот остается приблизительно таким же, как и в силуре (фиг. 13). На севере, в пределах Башкирского антиклинория отлагаются жерновые кварцевые песчаники такатинской свиты, очень сходные по петрографическому составу с песчаниками карадокского яруса. Песчаники эти грубые, косослоистые, лишенные глинистого цемента. С северо-запада на юго-восток мощность их возрастает от 50—80 м в бассейне р. Нугуша до 100—150 м в области широтного течения р. Белой.

Так же как и в силуре, осадки Зилаирской геосинклинали представлены на севере площади кремнистыми сланцами относительно небольшой мощности. На юге, в бассейне р. Сакмары, значительным распространением наряду с кремнистыми сланцами пользуются основные эффузивы и их туфы, а также кварцевые и бескварцевые альбитофиры. Мощность отложений нижнего и среднего девона, залегающих иногда с угловым несогласием на подстилающих образованиях, возрастает до 700—800 м.

Особенностью ниже- и среднедевонского времени является присутствие полосы массивных известняков рифового типа, окаймляющих с юго-запада область распространения платформенных осадков (песчаников такатинской свиты). Полоса этих известняков, шириною в три-пять километров, протягивается, окаймляя с востока Башкирский антиклинорий, от северной рамки рассматриваемой площади вдоль долины

р. Белой до сел. Кулатат и далее на юг, вплоть до р. Большого Ика. Мощность массивных известняков кобленцкого и эйфельского ярусов девона обычно колеблется в пределах 400—600 м, но в некоторых случаях резко увеличивается и по р. Малому Ику достигает 1500 м. Эти резкие изменения мощностей, особенности площадного распространения и самый состав известняков, представленных массивными неслоистыми разностями с многочисленными кораллами и брахиоподами, позволяют, вслед за Д. В. Наливкиным, считать рассматриваемую полосу барьерным рифом девонского времени, приуроченным к внешнему краю Русской платформы. Риф этот отделял песчаные фации платформенного типа от кремнистых илов Зилаирской геосинклинали. Прогиб этот, так же как и в силурийское время, не загружался осадками и в рельефе морского дна представлял собой депрессию.

Указанные взаимоотношения весьма напоминают обстановку сакмарско-артинского времени, сложившуюся в Башкирии у западного борта Предуральской депрессии. Здесь от поднятия Кара-тау на севере до Ишимбая



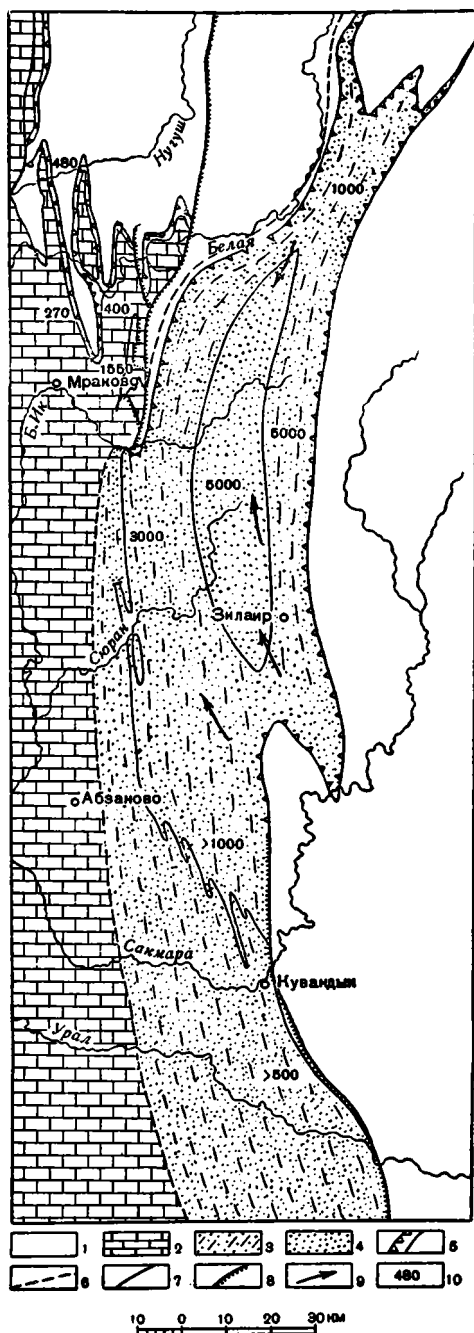
Фиг. 13. Фациальные зоны кобленцкого и эйфельского ярусов девона.

1 — отложения отсутствуют в результате современной эрозии; 2 — жерновые кварцевые песчаники (такатинская свита); 3 — массивные рифовые известняки; 4 — кремнистые сланцы и силлиты; 5 — порфиры, альбитофиты, кремнистые сланцы и силлиты; 6 — контуры поднятий, в пределах которых присутствуют кобленцкие и эйфельские отложения; 7 — выходы подошвы силурийских отложений и кровли эйфельского яруса девона на поверхность; 8 — границы фациальных зон; 9 — разломы позднегерцинского времени; 10 — мощность отложений в метрах.

на юге протягивается полоса рифовых массивов, отделяющих платформенную фацию слоистых известняков от маломощных глинистых и доломитовых пород, формировавшихся в глубокой депрессии рельефа, расположенной к востоку от рифовой полосы. Основным отличием артинской рифовой полосы является лишь то обстоятельство, что рифовые известняки в пределах ее протягиваются не сплошной полосой, а представляют собой изолированные массивы — шиханы, с известными интервалами расположенные по западному борту депрессии. Общее положение девонской и сакмарско-артинской полос и взаимоотношения их с окружающими образованиями поразительно сходны между собой.

Полоса девонских рифов к югу от Большого Ика обрывается. Данных о ее распространении далее на юг не имеется; здесь граница между платформенными образованиями и отложениями Зилаирской геосинклинали может быть намечена лишь приблизительно.

Верхнедевонская эпоха (фиг. 14). Еще в живетское время обширные площади в пределах восточной окраины Русской платформы в результате непрерывно развивающейся трансгрессии были перекрыты морем. Участки суши в пределах платформы, поставившие обломочный материал кварцевых песчаников в живетское время, перестали существовать, и повсеместно в пределах восточной окраины Русской платформы начали отлагаться известняки. Известняковые толщи начали формироваться и в пределах рассматриваемой территории, охватив всю площадь Башкирского антикли-



Фиг. 14. Фациальные зоны верхнего девона и турнейского яруса нижнего карбона.

1 — отложения уничтожены современной эрозией; 2 — слоистые известняки; 3 — песчано-глинистые отложения (зилайрская свита); 4 — преобладают грубые песчаники; 5 — выходы подошвы верхнего девона и кровли турнейского яруса; 6 — границы фациальных комплексов; 7 — контур зоны наибольшей мощности зилаирской свиты; 8 — разломы позднегерцинского времени; 9 — направление сноса обломочного материала; 10 — мощность в метрах.

нория. Этот устойчивый и относительно спокойный режим, при котором происходило образование то исключительно мелководных известняков-ракушников, то битуминозных пород доманика или плитчатых известняков фаменского яруса, удерживается здесь в течение всего верхнего девона.

Совершенно иной тип осадков формируется в пределах Зилаирской геосинклинали, примыкающей к платформе с востока. Существовавшая здесь ранее депрессия рельефа в верхнем девоне заполняется песчано-глинистыми осадками аспидной формации зилаирской свиты. Обстановка образования этих отложений еще не вполне выяснена и более подробно рассматривается во второй части работы. Здесь следует отметить, что песчано-сланцевые толщи аспидной формации отличаются большой мощностью и в значительной своей части являются образованиями прибрежными, что доказывается наличием четкой косой слоистости и присутствием большого количества растительных отпечатков. Это обстоятельство не означает, однако, что вся площадь распространения пород зилаирского комплекса относится к области мелководья. Повидимому, в пределах ее имел место расчлененный рельеф. В депрессиях этого рельефа отлагались тонкотолоченные глинистые и кремнистые породы, а временами они заполнялись более грубыми осадками. Исключительно плохая сортировка осадков зилаирского комплекса и наличие в песчаниках глинистого цемента свидетельствуют о быстром захоронении обломочного материала и кратковременном переносе в условиях водной среды.

Полимиктовый состав песчаников и повсеместное присутствие обломков основных эффузивов дает возможность полагать, что песчаники зилаирской свиты произошли за счет разрушения поднятий, формировавшихся внутри геосинклинальной области, сложенных, по всей вероятности, силурийскими и девонскими образованиями. Изучение фациальной изменчивости зилаирской свиты позволяет предполагать, что обломочный материал приносился не только из области поднятий, располагавшихся на востоке. Очень часто он перемещался вдоль прогиба, что особенно отчетливо устанавливается для конца верхнего девона и начала турнейского времени. Действительно, в бассейне Большого Ика наиболее грубые песчаные разности пород расположены в центральной части прогиба. На востоке, в области, примыкающей к поднятию Урал-тау, а также в более западных разрезах они замещаются глинистыми породами. На юге, в сводовой части антиклинория, повидимому, происходило формирование кремнистых пород и известняков небольшой мощности, сохранившихся в области южного погружения Урал-тау (разрезы Хабарового). Насколько далеко распространялись известняки верхнего девона к северу вдоль антиклинория Урал-тау — нам неизвестно. Вполне вероятно, что к северу от широты Зилаира в области антиклинория Урал-тау происходило отложение значительной по мощности толщи песчано-глинистых пород Зилаирского комплекса, причем выходы его на западном и на восточном крыльях антиклинория не были разобщенными. Если это предположение справедливо, то следует допустить, что обломочный материал песчаников зилаирской свиты приносился с юга и с севера. Такое перемещение терригенного материала вдоль внешних прогибов хорошо доказано для Кавказа и в последние годы подтверждается все большим числом примеров.

Формирование песчано-глинистых пород зилаирской свиты могло происходить за счет разрушения каких-то поднятий, сложенных вулканогенными толщами. Местоположение их не вполне ясно. Повидимому, контуры прогиба, в котором происходило отложение аспидной формации зилаирской свиты, были достаточно сложными и существенно отличались

от того линейно вытянутого трога, который возник в Зилаирской геосинклинали в каменноугольное время. Повидимому, в верхнем девоне большое значение имели мелкие, локальные, но непрерывно растущие поднятия, интенсивное разрушение которых поставляло огромное количество обломочного материала. При формировании таких поднятий значительная роль принадлежала внедрению ультраосновных пород в толщу силурийских и девонских отложений. Именно к верхнедевонскому времени может быть отнесено образование ультраосновных массивов Крака, которые по наблюдениям В. П. Логинова и Г. А. Соколова внедрялись в нижние горизонты зилаирской свиты и имели с нею огневые контакты. В процессе своего формирования эти массивы были прикрыты толщей франских и фаменских отложений до 1000—1500 м мощностью. Уже в турнейское время, на заключительных этапах формирования массивов, они могли быть выведены на поверхность и интенсивно размываться.

Мощность зилаирской свиты колеблется в пределах 2000 м в северной и южной частях рассматриваемой площади. В центральной части прогиба в верховьях Малого Ика, Большого Ика и Сюрениа она резко возрастает и достигает огромных величин, 5—7 тыс. м, что объясняется, повидимому, косым наслоением и быстрым выклиниванием песчаных пачек по простиранию.

Подобное косое наслоение доказано для пермской красноцветной толщи предуральской депрессии, где в естественных выходах на крыльях синклинальных структур были подсчитаны тысячеметровые мощности терригенной красноцветной толщи, но на самом деле в 3—4 раза меньше величины, установленной в поверхностных выходах. Такое предположение о косом наслоении отдельных пачек зилаирской свиты и выклинивании их на глубине нашло свое отражение на профиле (фиг. 8).

Выше указывалось, что депрессия рельефа, не загружавшаяся осадками в силуру, нижнем девоне и среднем девоне, была выполнена в верхнедевонское время песчано-глинистыми образованиями значительной мощности.

Уместно было бы поставить вопрос, каким образом эта депрессия могла выполняться образованиями, исключительно мелководными, присутствие которых исключает предположение о захоронении осадков на значительных глубинах. Изучение стратиграфии зилаирской свиты показывает, что в самом основании ее на кремнистых аргиллитах и силицитах силура-девона располагается пачка преимущественно глинистых образований, иногда тонкослоистых и тонкоплитчатых, лишенная грубой косо́й слоистости. Таким образом, мелководные песчаники и сланцы не налегают непосредственно на кремнистые породы. Между ними существуют отложения переходного типа, знаменующие собою переход к более мелководным осадкам. Эти данные позволяют говорить об обмелении депрессии в начале верхнего девона, а затем о последовательном прогибании при непрерывном заполнении мелководными образованиями.

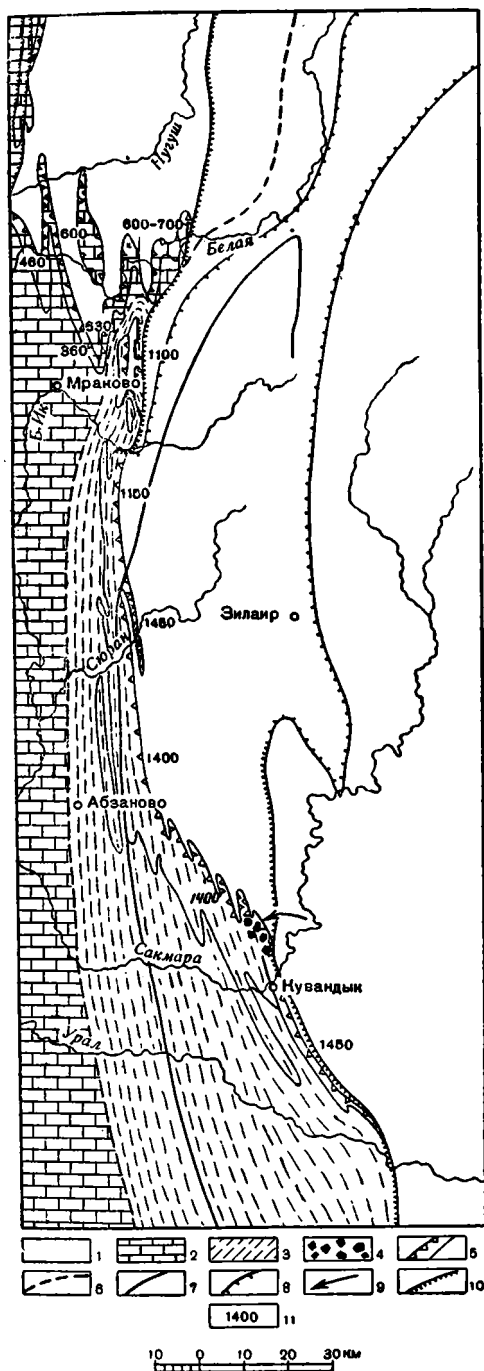
Построение это все же представляется искусственным, ибо при всех обстоятельствах мы должны допустить накопление известняков Башкирского антиклинария в относительно повышенных участках рельефа по сравнению с прогибом. Здесь мы сталкиваемся с теми же трудностями, которые возникают при попытке понять историю кунгурского бассейна Ишимбаевского Приуралья. В этом районе депрессия к востоку от полосы артинских рифов была выполнена мощной толщей галогенных образований, которые могли возникнуть лишь в условиях мелководных лагун.

Для того, чтобы объяснить, каким образом могли образоваться соленосные толщи, геологам также приходилось прибегать к предположениям о наличии общих поднятий и обмелении депрессии в предкунгурское время. Затруднения увеличивались при этом во много раз в силу того, что при этом допущении оказывались выведенными на дневную поверхность огромные горы — шиханы барьерного рифа, которые почему-то не подвергались разрушению, ибо обломки известняков отсутствуют среди соленосных пород, формировавшихся в лагуне у подножия рифовых массивов.

Это сопоставление дано нами для того, чтобы показать, насколько оказывается сходной история Зилаирского синклинория в силурийскую и девонскую эпоху с нижепермской историей предуральской депрессии в Ишимбаевском Приуралье. Сходными оказываются здесь не только общие палеогеографические и структурные условия формирования осадочных толщ, — общими оказываются также и неясные, неразрешенные вопросы, выяснение которых является делом будущего.

Нижнекаменноугольная эпоха

В пределах рассматриваемой площади переход к нижнему карбону не принес сколько-нибудь существенных изменений (фиг. 15). В турнейский век сохраняется такой же план распределения фаций и мощностей, который существовал в верхнем девоне. Можно отметить лишь появление в Зилаирской геосинклинали кремнистых пород, образующих среди песчано-глинистых отложений зилаирской



Фиг. 15. Фациальные зоны визейского и намюрского ярусов нижнего карбона.

1 — отложения уничтожены современной эрозией; 2 — известняки и доломиты; 3 — терригенные толщи с горизонтами кремнистых пород; 4 — глыбовые конгломераты визейского яруса; 5 — выход на поверхность подошвы визейских и кровли намюрских отложений; 6 — границы фациальных комплексов; 7 — изопакхита 1300 м визейских и намюрских отложений; 8 — контуры Зилаирского синклинория по подошве верхнего девона; 9 — направление сноса глыбовых включений; 10 — разломы позднепермского времени; 11 — мощность в метрах.

свиты крупные пластовые линзы. Это локальное появление кремнистых образований как бы предшествует широкому их площадному распространению в первой половине визейского века (куруильский горизонт). Отложение кремнистых пород куруильского горизонта знаменует собою новый этап в развитии Зилаирского синклинория. С этого времени формации краевого прогиба смещаются на запад и захватывают внешнюю часть площади, занятую ранее образованиями платформенного типа. Яркое свидетельство такого смещения краевого прогиба дает изучение разрезов в бассейне Малого Ика (Суюшевская синклиналь), где на известняковых толщах верхнего девона и турнейского яруса располагается толща визейских и намюрских отложений, построенная так же, как и во всей остальной части Зилаирского синклинория.

Имеющиеся данные показывают, что смещение к западу краевого прогиба не было значительным. Как и прежде, на площади Башкирского антиклинория в визейский и намюрский век формируются известняковые толщи платформенного типа, обычно не превышающие 400—500 м и лишь в краевой части возрастающие до 600—700 м. В центральной части Суюшевской синклинали появляются терригенные толщи и мощность визе-намюра увеличивается до 1100 м. По правобережью Малого Ика граница фациальных зон визе-намюра совпадает с антиклиналью Яман-тау. Этот фациальный переход является весьма быстрым и резким. Такое же замещение терригенных толщ известняками происходит к северу по простиранию Суюшевской синклинали. Уже в разрезе р. Белой, ниже сел. Максютова, центральная часть синклинали слагается массивными известняками визейского яруса. Такие же известняки выходят по р. Белой и в следующей к востоку Иргизлинской синклинали. Эти данные свидетельствуют о том, что терригенные толщи нижнего карбона захватывали только зону южного погружения структур Башкирского антиклинория и не распространялись в область их воздымания. Такое же замещение по простиранию кремнистых толщ геосинклинального прогиба известняками установлено Д. Г. Ожигановым для нижнего и среднего девона уже вне пределов рассматриваемой площади (Белорецкий район). Поэтому и при всех дальнейших построениях не может быть принято предположение о том, что формации геосинклинального прогиба протягивались из Зилаирского синклинория к Уфимскому амфитеатру через области воздымания Башкирского антиклинория. Такие построения, проводившиеся в работах ряда авторов (Богданов, 1947; Руженцев 1946), вряд ли соответствуют действительности.

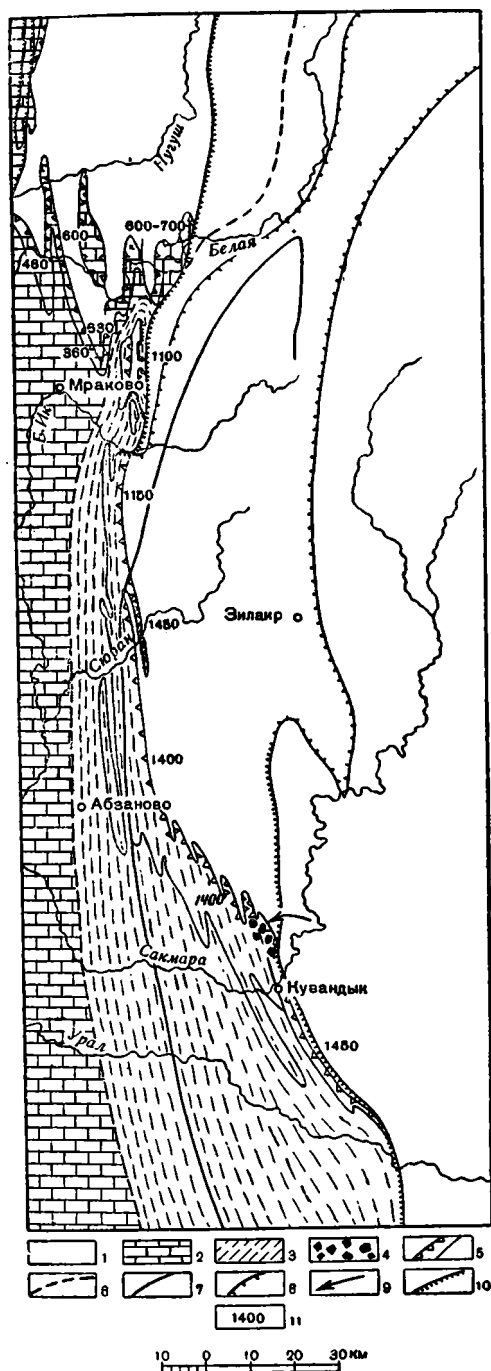
В пределах Зилаирского синклинория кремнистые породы куруильской свиты покрываются иткуловской глинисто-известняковой толщей. В последней встречаются местами кремнистые пачки, с выходами которых связаны непромышленные месторождения марганцевых руд элювиального типа. Такие пачки имеются и в самом основании иткуловского горизонта (Шигрышское месторождение) и в его кровле (ряд месторождений Зиянчурина района). В бассейне р. Сакмары широким распространением среди иткуловских отложений пользуются зернистые песчанистые известняки, формирующие с аргиллитами своеобразные флишевые ритмы. Таким образом, в середине визейского века в Зилаирском синклинории появляются флишевые образования, очень мало, однако, распространенные. С флишевыми толщами обычно тесно связаны горизонты подводных оползаний с включениями известняковых глыб, происходящих из областей поднятий, примыкающих к геосинклинальному прогибу. Такие горизонты с включениями найдены в иткуловских отложениях по правобережью р. Сакмары, у пос. Тарасовского. В составе глыб здесь присутствуют известняки верхнего девона и нижних горизонтов карбона (турне — низы визе).

Для того, чтобы объяснить, каким образом могли образоваться соленосные толщи, геологам также приходилось прибегать к предположениям о наличии общих поднятий и обмелении депрессии в предкунгурское время. Затруднения увеличивались при этом во много раз в силу того, что при этом допущении оказывались выведенными на дневную поверхность огромные горы — шиханы барьерного рифа, которые почему-то не подвергались разрушению, ибо обломки известняков отсутствуют среди соленосных пород, формировавшихся в лагуне у подножия рифовых массивов.

Это сопоставление дано нами для того, чтобы показать, насколько оказывается сходной история Зилаирского синклинория в силурийскую и девонскую эпоху с нижнепермской историей предуральской депрессии в Ишимбаевском Приуралье. Сходными оказываются здесь не только общие палеогеографические и структурные условия формирования осадочных толщ, — общими оказываются также и неясные, неразрешенные вопросы, выяснение которых является делом будущего.

Нижнекаменноугольная эпоха

В пределах рассматриваемой площади переход к нижнему карбону не принес сколько-нибудь существенных изменений (фиг. 15). В турнейский век сохраняется такой же план распределения фаций и мощностей, который существовал в верхнем девоне. Можно отметить лишь появление в Зилаирской геосинклинали кремнистых пород, образующих среди песчано-глинистых отложений зилаирской



Фиг. 15. Фациальные зоны визейского и намюрского ярусов нижнего карбона.

1 — отложения уничтожены современной эрозией; 2 — известняки и доломиты; 3 — терригенные толщи с горизонтами кремнистых пород; 4 — глыбовые конгломераты визейского яруса; 5 — выход на поверхность подошвы визейских и кровли намюрских отложений; 6 — границы фациальных комплексов; 7 — изопакхита 1300 м визейских и намюрских отложений; 8 — контуры Зилаирского синклинория по подошве верхнего девона; 9 — направление сноса глыбовых включений; 10 — разломы позднепермского времени; 11 — мощность в метрах.

свиты крупные пластовые линзы. Это локальное появление кремнистых образований как бы предшествует широкому их площадному распространению в первой половине визейского века (куруильский горизонт). Отложение кремнистых пород куруильского горизонта знаменует собою новый этап в развитии Зилаирского синклинория. С этого времени формации краевого прогиба смещаются на запад и захватывают внешнюю часть площади, занятую ранее образованиями платформенного типа. Яркое свидетельство такого смещения краевого прогиба дает изучение разрезов в бассейне Малого Ика (Суюшевская синклиналь), где на известняковых толщах верхнего девона и турнейского яруса располагается толща визейских и намюрских отложений, построенная так же, как и во всей остальной части Зилаирского синклинория.

Имеющиеся данные показывают, что смещение к западу краевого прогиба не было значительным. Как и прежде, на площади Башкирского антиклинория в визейский и намюрский век формируются известняковые толщи платформенного типа, обычно не превышающие 400—500 м и лишь в краевой части возрастающие до 600—700 м. В центральной части Суюшевской синклинали появляются терригенные толщи и мощность визе-намюра увеличивается до 1100 м. По правобережью Малого Ика граница фациальных зон визе-намюра совпадает с антиклиналью Яман-тау. Этот фациальный переход является весьма быстрым и резким. Такое же замещение терригенных толщ известняками происходит к северу по простиранию Суюшевской синклинали. Уже в разрезе р. Белой, ниже сел. Максютובה, центральная часть синклинали слагается массивными известняками визейского яруса. Такие же известняки выходят по р. Белой и в следующей к востоку Иргизлинской синклинали. Эти данные свидетельствуют о том, что терригенные толщи нижнего карбона захватывали только зону южного погружения структур Башкирского антиклинория и не распространялись в область их воздымания. Такое же замещение по простиранию кремнистых толщ геосинклинального прогиба известняками установлено Д. Г. Ожигановым для нижнего и среднего девона уже вне пределов рассматриваемой площади (Белорецкий район). Поэтому и при всех дальнейших построениях не может быть принято предположение о том, что формации геосинклинального прогиба протягивались из Зилаирского синклинория к Уфимскому амфитеатру через область воздымания Башкирского антиклинория. Такие построения, проводившиеся в работах ряда авторов (Богданов, 1947; Руженцев 1946), вряд ли соответствуют действительности.

В пределах Зилаирского синклинория кремнистые породы куруильской свиты покрываются иткуловской глинисто-известняковой толщей. В последней встречаются местами кремнистые пачки, с выходами которых связаны непромышленные месторождения марганцевых руд элювиального типа. Такие пачки имеются и в самом основании иткуловского горизонта (Шигрышское месторождение) и в его кровле (ряд месторождений Зиянчурина района). В бассейне р. Сакмары широким распространением среди иткуловских отложений пользуются зернистые песчанистые известняки, формирующие с аргиллитами своеобразные флишевые ритмы. Таким образом, в середине визейского века в Зилаирском синклинории появляются флишевые образования, очень мало, однако, распространенные. С флишевыми толщами обычно тесно связаны горизонты подводных оползаний с включениями известняковых глыб, происходящих из областей поднятий, примыкающих к геосинклинальному прогибу. Такие горизонты с включениями найдены в иткуловских отложениях по правобережью р. Сакмары, у пос. Тарасовского. В составе глыб здесь присутствуют известняки верхнего девона и нижних горизонтов карбона (турне — низы визе).

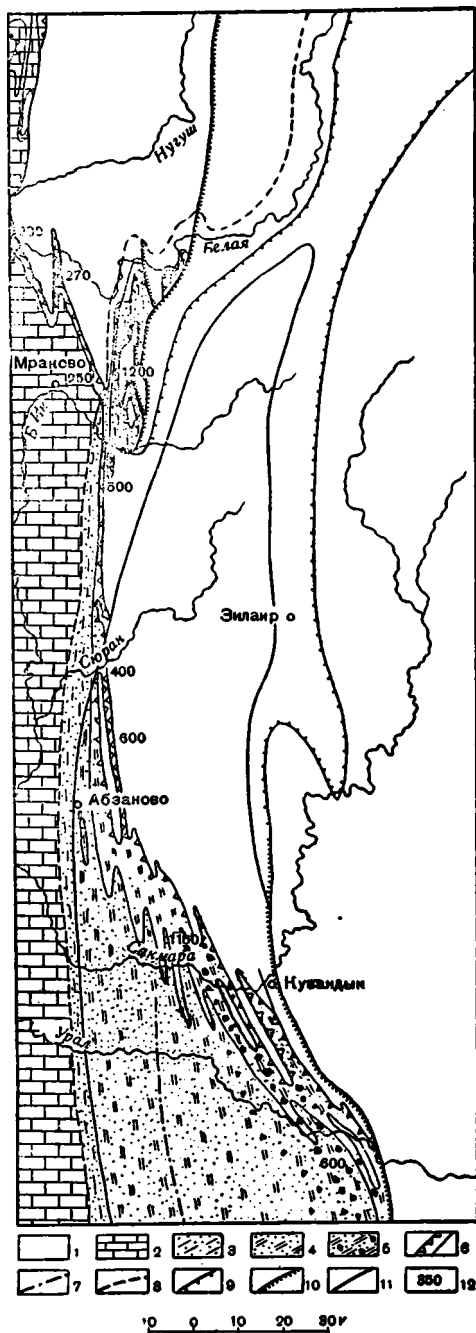
Глыбы эти сносились с антиклинория Урал-тау, который в каменно-угольное время, вероятно, уже оформился в виде линейно вытянутого поднятия. На антиклинории Урал-тау происходило отложение известняков небольшой мощности, синхроничных терригенным толщам внешнего прогиба, ограничивающего Урал-тау с запада. Разрушение этих известняков во время кратковременных поднятий антиклинория приводило к формированию во флишевой зоне подводно-оползневых горизонтов с включениями. Терригенные толщи нижнекаменноугольного возраста, повидимому, протягивались в центральную часть Зилаирского синклинория, где они в настоящее время уничтожены эрозией. На фациальной схеме (фиг. 15) это предположение подчеркнуто изопахитой 1300 м, заходящей в область, где в настоящее время нет визейских и намюрских образований. Так же как и в верхнем девоне, в нижнем карбоне приходится допустить далекий перенос глинисто-песчанистого материала вдоль прогиба, ибо на прилегающих антиклинориях на значительных площадях происходило формирование известняков.

В конце визейского века и в начале намюра в геосинклинальном прогибе происходит образование известняков. Любопытно отметить, что известняки в это время получают на Южном Урале широкое площадное распространение, свидетельствующее о выравнивании тектонического режима, нивелировке поднятий и общем их перекрытии морем. Этим периодом общего успокоения заканчивается визейский цикл осадконакопления в Зилаирском синклинории.

Среднекаменноугольная и верхнекаменноугольная эпохи. В конце намюрского века в краевой прогиб сначала начался принос терригенного материала, наличие которого свидетельствует о возобновлении на Южном Урале крупных поднятий. Начался новый цикл седиментации, охватывающий средний карбон и первую половину верхнего карбона. В Зилаирском синклинории в рассматриваемый отрезок времени появляются типичные флишевые образования, характеризующиеся четкой ритмичностью и широким распространением глыбовых конгломератов. В первую половину среднего карбона (каяльский век) флишевые отложения имеют сравнительно ограниченное площадное распространение и развиты преимущественно к югу от р. Сакмары (фиг. 16). Значительно шире распространены флишевые образования в конце среднего карбона; в низах верхнего карбона флиш протягивается непрерывной полосой от широтного течения Большого Ика на севере до южных границ рассматриваемой площади. В московский век с флишевыми образованиями тесно связана формация плитняковых известняков, широко распространенных во флишевой зоне Большого Кавказа. Эти образования, выделенные И. В. Хворовой под именем золотогорских известняков, представляют собою тонкоплитчатые афанитовые породы, разделенные тонкими прослоями аргиллитов. Известняки эти к югу от р. Сакмары отсутствуют.

Подводно-оползневые горизонты глыбовых конгломератов и брекчий среди флишевых образований среднего и верхнего карбона распространены необычайно широко. Первое появление их отмечено в намюре (Новосамарская синклиналь). В среднем карбоне они уже значительно распространены к югу от р. Сакмары в полосе флишевых отложений, прилегающей к поднятию Урал-тау. Наконец, в первой половине верхнего карбона глыбовые конгломераты достигают наибольшего распространения и весьма значительной мощности. В отношении площадного распространения глыбовых конгломератов этого возраста имеются наиболее полные материалы, которые заслуживают более внимательного рассмотрения (фиг. 17).

Еще работами В. Е. Руженцева были установлены два типа глыбовых конгломератов. Восточный, или канчеровский, тип представлен флишевыми отложениями, среди которых располагаются горизонты сложно перемешанных песчано-глинистых пород с включениями галек и крупных глыб, состоящих главным образом из известняков. Мощность таких горизонтов с включениями достигает иногда 100—120 м; в ряде случаев наблюдается несколько горизонтов, разделенных пачками флишевых отложений. Типичные разрезы этих образований можно наблюдать по р. Сакмаре у сел. Канчерова. Далее к югу они повсеместно прослеживаются в полосе выходов карбона, примыкающей к поднятию Урал-тау. Глыбовые включения канчеровских конгломератов представлены известняками всех трех отделов карбона. Часто здесь можно находить визейские светлые известняки со *Striatifera striata* Fisch., известняки московского яруса среднего карбона, известняки, переполненные хориститами, а также своеобразные желтовато-розовые известняки, переполненные мелкой яшмовой галькой и содержащие кое-где верхнекаменноугольные брахиоподы. Наряду с известняками среди включений встречается большое количество кремнистой и яшмовой гальки, а также более редкие включения метаморфических пород антиклинория Урал-тау. Наличие этих пород свидетельствует о том, что включения глыбовых конгломератов поступали с востока, из области под-

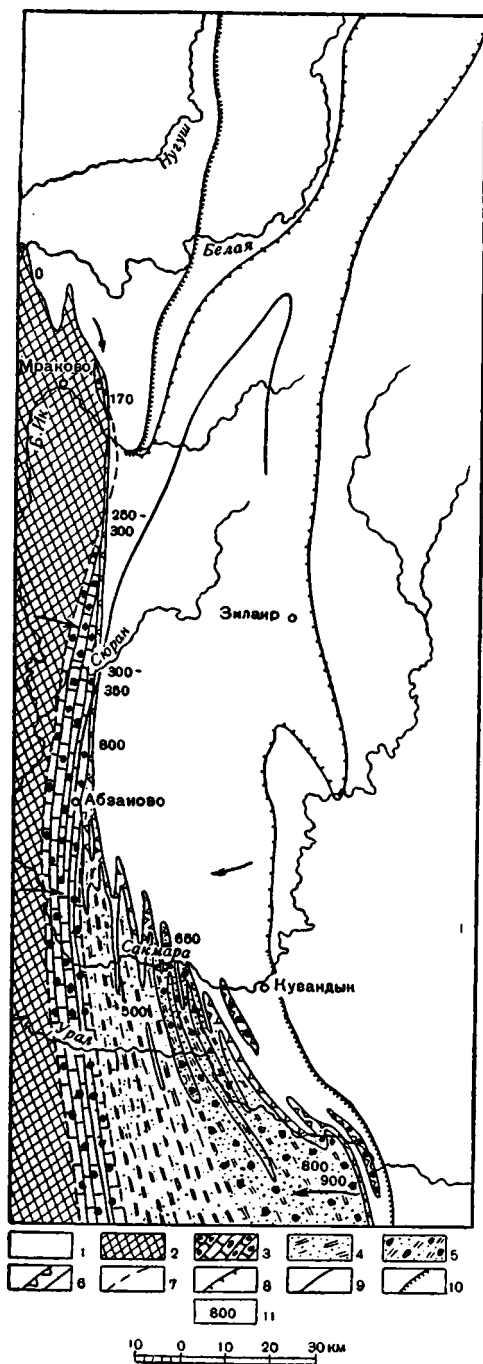


Фиг. 16. Фациальные зоны среднего карбона.

1 — отложения отсутствуют в результате современной эрозии; 2 — слоистые известняки каньского яруса, московский ярус отсутствует; 3 — глины, известняки, мергели; 4 — флишевые толщи; 5 — флиш с глыбовыми конгломератами; 6 — выходы подошвы и кровли среднего карбона на поверхность; 7 — южная граница распространения золоторгорских известняков; 8 — границы фациальных комплексов; 9 — контуры Зилаирского синклинория по подошве верхнего девона; 10 — разломы позднегерцинского времени; 11 — изопакхита 600 м среднего карбона; 12 — мощность в метрах.

нятий, возникавших в пределах антиклинория Урал-тау. Известняковые глыбы дают возможность составить представление о строении каменноугольных отложений в области антиклинория Урал-тау. По всей видимости нижний, средний и низы верхнего карбона были представлены здесь известняками относительно небольшой мощности. В низах верхнего карбона присутствовали известняки с включениями мелкой яшмовой гальки, переходящие в своеобразные известняковые конгломераты. Возможно, близкими по возрасту являются крупные блоки конгломератов, состоящие из прочно сцементированной кремнистой и яшмовой гальки. Один из таких блоков, более 30 м длины и мощностью до 5—6 м, можно видеть среди пород флишевой толщи зианчуринского горизонта у западной окраины сел. Канчерова. Присутствие среди пород верхнекаменноугольного флиша глыб известняков, очень близких по возрасту к вмещающим образованиям, показывает, насколько быстро совершается в природе превращение осадков в горные породы. Последние должны были за это время сформироваться, затвердеть, подняться до уровня морской абразии и переместиться по склону поднятия в область накопления флиша.

Продвигаясь к северу от р. Сакмары вдоль полосы распространения каменноугольных отложений, можно видеть, как мощности глыбовых конгломератов и размеры включений постепенно уменьшаются. Еще далее породы канчеровских кон-



Фиг. 17. Фациальные зоны абзановского горизонта верхнего карбона. 1 — отложения уничтожены современной эрозией; 2 — отложения уничтожены в предпензбургское время; 3 — глыбовые конгломераты в известняках (саплайская фация); 4 — флишевые отложения; 5 — флишевые отложения с глыбовыми конгломератами (канчеровская фация); 6 — выходы на поверхность подошвы и кровли абзановского горизонта; 7 — границы фациальных зон; 8 — контуры Зианчурского синклинория по подошве верхнего девона; 9 — изопахита 400 м мощности абзановского горизонта; 10 — разломы позднегерцинского времени; 11 — мощность абзановского горизонта в метрах.

гломератов выклиниваются и замещаются однообразной флишевой толщей. Мощность этих отложений уменьшается с 700 — 800 м в восточных разрезах до 400—500 м в западных.

Наконец, по левобережью р. Ассели появляется новый тип глыбовых конгломератов абзановского горизонта, который был назван В. Е. Руженцевым саплайякской фацией. Для саплайякской фации характерно присутствие мощных глыбовых конгломератов иного типа, чем описанные ранее. Эти конгломераты представляют собою нагромождение известняковых галек и глыб, плотно сгруженных и сцементированных известняковым цементом. Мощность конгломератов значительна и иногда достигает 300—500 м, но в северном направлении быстро уменьшается. Гальки, валуны и крупные отторженцы саплайякских конгломератов по своему составу резко разнятся от канчеровских. Прежде всего следует отметить полное отсутствие среди них обломков метаморфических сланцев и яшм; подавляющее большинство включений представлено известняками, относящимися ко всем трем отделам карбона. Как исключение может быть отмечено нахождение плотных кварцевых песчаников (р. Акберда). По этим включениям можно подобрать довольно полный разрез, который совпадает полностью с разрезом каменноугольных отложений Башкирского антиклинория. Даже петрографический облик отдельных возрастных комплексов оказывается при этом чрезвычайно близким, а редкие обломки кварцевых песчаников оказываются весьма сходными с кварцевыми песчаниками такатинской свиты нижнего и среднего девона. Это сравнение, а также площадное распространение саплайякских конгломератов дают возможность полагать, что снос известняковых глыб во время формирования конгломератов происходил за счет разрушения поднятия, ограничивающего область накопления флиша с запада. Само собой разумеется, это поднятие не было горным кряжем или подводной кордильерой. Западный борт прогиба представлял собою уступ, сложенный каменноугольными известняками платформенного типа, составлявшими с Башкирским антиклинорием единую фациальную зону. Сходная обстановка существовала в кунгурское время на Уфимском плато, где, согласно данным В. Д. Наливкина, четко может быть намечен уступ западного борта Юрезанско-Сылвенской депрессии. Размывание известняков сакмарско-артинского возраста, слагающих указанный уступ, приводило к образованию восточнее его своеобразных доломитовых брекчий, переполненных включениями крупных известняковых глыб.

Все вышеизложенное показывает, что флишевые толщи Зилаирского синклинория формировались в прогибе, ограниченном с востока и с запада поднятиями. В области этих поднятий происходило отложение известняков небольшой мощности, очень близких по возрасту к породам флиша. Периодический рост поднятий приводил к размыванию только что образовавшихся известняковых пород, которые перемещались вдоль склона к центральным частям прогиба, формируя подводно-оползневые горизонты глыбовых включений.

Наиболее полные и мощные разрезы терригенных образований среднего карбона наблюдаются между рр. Сюраном и Сакмарой, где они достигают 1000—1200 м. Можно полагать, что эта зона увеличенных мощностей характеризует центральную часть прогиба и охватывает на севере ту часть Зилаирского синклинория, где осадки соответствующего возраста уничтожены современной эрозией. Контур зоны предполагаемого распространения увеличенных мощностей показан на прилагаемых схемах.

К югу от р. Сакмары, при приближении полосы выходов каменноугольных отложений к поднятию Урал-тау, разрез среднего карбона становится менее полон вследствие трансгрессивного залегания московского яруса,

переходящего на более древние отложения вплоть до бухарчинского горизонта визе-намюра. Значительно сокращается мощность среднего карбона и на севере, при приближении к западному борту краевого прогиба. Это сокращение мощностей среднего карбона до 500 м наблюдается в полосе естественных выходов каменноугольных отложений между рр. Сюраном и Большим Иком. Еще севернее, в пределах Суюшевской синклинали, мощность среднекаменноугольных отложений снова возрастает до 1200 м. Возрастание мощности связано здесь, повидимому, с формированием местного прогиба на южном погружении структур Башкирского антиклинория. В настоящее время с востока к Суюшевской синклинали примыкает Уварский односторонний горст, ограниченный с востока крупным разломом. Можно полагать, что возникновение этой структуры относится к среднекаменноугольному времени, вследствие чего Суюшевская синклиналь представляла собою зону опускания, заполнявшуюся осадками большой мощности.

В среднем карбоне взаимоотношения формаций Зилаирского синклинория с платформенными образованиями Башкирского антиклинория сохраняются примерно те же, что и в визейское время, но в северной части антиклинория известняковые толщи, замещающие терригенные образования, уничтожены эрозией.

Сходный план распределения фаций и мощностей сохраняется и в низах верхнего карбона, однако для отложенный этого возраста материал, имеющийся в нашем распоряжении, менее полон. В Суюшевской синклинали отложения верхнего карбона не сохранились. В пределах Башкирского антиклинория широко развиты слоистые известняки каляльского яруса; отложения московского яруса, среднего карбона и низы верхнего карбона здесь отсутствуют.

В течение среднего и верхнего карбона в Зилаирском синклинории может быть намечено два кратковременных этапа, во время которых происходили крупные поднятия, возможно сопровождавшиеся ускорением процесса формирования складчатых структур.

Один из таких этапов крупных поднятий относится к концу каляльского века. Поднятия эти не были значительными, не привели к сколько-нибудь существенным изменениям в общем плане распределения фаций и мощностей. Они проявились лишь в краевых частях геосинклинали; следствием их является резкое трансгрессивное налегание московского яруса на размытую поверхность каляльских и намюрских отложений.

Гораздо более интенсивными были движения в середине верхнего карбона. Местные воздымания по бортам прогиба, которые способствовали возникновению глыбовых конгломератов среди флишевых образований, завершились в середине верхнекаменноугольной эпохи крупными региональными поднятиями всей области. Поднятия эти в периферических частях прогиба сказались в выпадении из нормальной стратиграфической последовательности ряда горизонтов и трансгрессивном залегании отложений зянчуринского горизонта верхнего карбона на более древних отложениях. Такое трансгрессивное залегание отчетливо устанавливается в пределах Башкирского антиклинория. В области распространения платформенных образований этой структуры песчано-глинистые породы, соответствующие зянчуринским и оренбургским отложениям, с резким разрывом залегают на известняках каляльского яруса среднего карбона.

Московские отложения и нижние горизонты верхнего карбона отсутствуют здесь почти повсеместно. Южнее, между Большим Иком и Сюраном, в периферической части краевого прогиба зянчуринские и оренбургские отложения на значительных площадях залегают на абзановской флишевой толще.

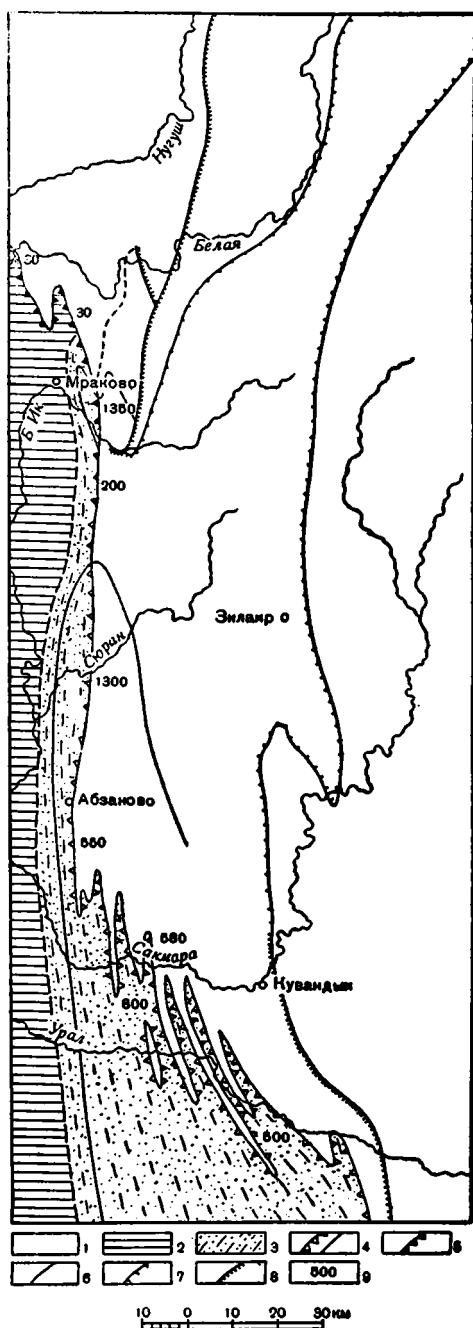
Интенсивные движения в середине верхнекаменноугольной эпохи часто связываются авторами с астурийской фазой складчатости. В. Н. Павлинов пытался даже доказать присутствие угловых несогласий между средним и верхним карбоном. Вывод этот не подтвердился последующими работами, однако наличие в середине верхнего карбона крупных поднятий не вызывает сомнения. Поднятия эти привели к смещению прогиба на запад и к некоторой перестройке существовавшего ранее плана распределения фаций и мощностей. Можно полагать, что во вторую половину верхнего карбона началось отмирание прогиба в северной части Зилаирского синклиория. Прогиб располагается теперь параллельно структурам западного склона Урала, протягиваясь вдоль Асташской сложной антиклинали (фиг. 18).

Общие региональные поднятия в верхнем карбоне привели к полному исчезновению флишевых образований в пределах Зилаирской геосинклинали. Вместо флиша начала отлагаться мощная, изменчивая по простиранию толща песчаноглинистых пород, лишенная четкой ритмичности. Эти своеобразные отложения, которые удобнее всего было бы назвать морскими молассами, лишены горизонтов глыбовых конгломератов, широко развитых во флише.

Нижнепермская эпоха (сакмарское и артинское время). Нижнепермские отложения имеют ограниченное площадное распространение. На обширной территории в центральных частях синклиория они уничтожены современной эрозией, вследствие чего получить полное представ-

Фиг. 18. Фациальные зоны зиянчуринского и оренбургского горизонтов верхнего карбона.

1 — отложения уничтожены современной эрозией; 2 — окремненные аргиллиты; 3 — мергели, аргиллиты, песчаники, известняки; 4 — выходы подошвы зиянчуринского и кровли оренбургского горизонта на поверхность; 5 — трансгрессивное залегание зиянчуринского горизонта; 6 — изопахиты 400 м рассматриваемых горизонтов; 7 — контуры Зилаирского синклиория по подошве верхнего девона; 8 — разломы позднегерцинского времени; 9 — мощность рассматриваемых горизонтов в метрах.



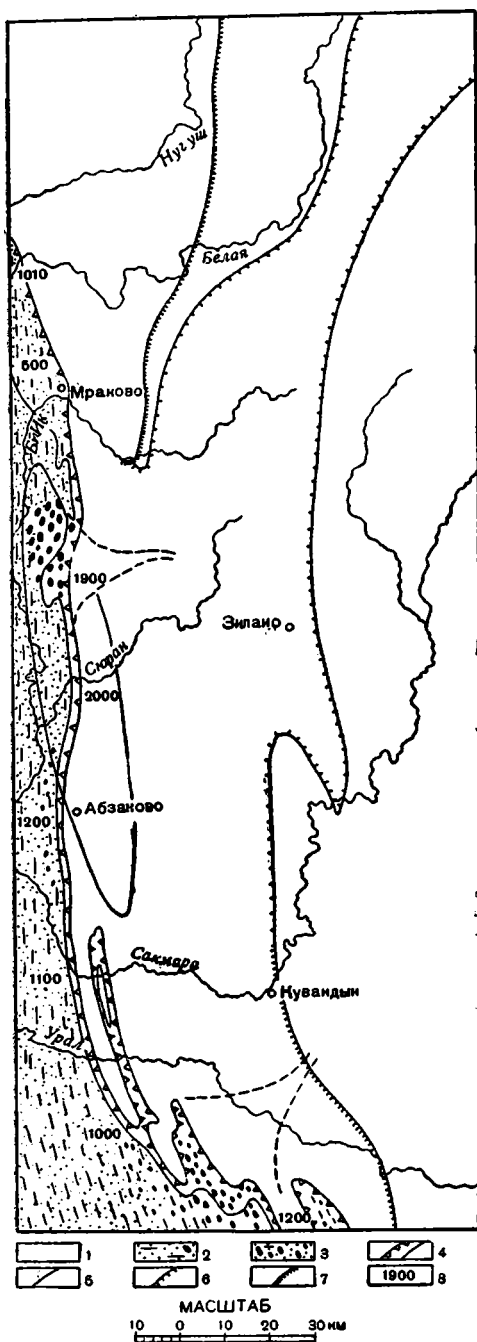
ление о фациальной и структурной характеристике этих площадей мы не имеем возможности.

В целом, для сакмарского и артинского времени может быть отмечено постепенное смещение прогиба к западу. Как и во вторую половину верхнекаменноугольной эпохи, прогиб располагается теперь параллельно складчатым структурам западного склона Урала. В север-

ной части площади в прогиб постепенно вовлекаются участки платформы, прилегающие с запада к структурам Башкирского антиклинория. В середине сакмарского века формации краевого прогиба не распространяются севернее водораздела Большого Ика и Белой, но уже во время отложения песчано-глинистых образований стерлитамакского горизонта они продвигаются значительно севернее широтного течения р. Белой. Наконец, в артинский век формации краевого прогиба протягиваются непрерывной полосой до Каратауского комплекса, обрамляя с запада Башкирский антиклинорий.

Фациальный состав пород в начале сакмарского века (ассельская свита) мало отличается от того типа отложений, который формировался в оренбургское время. Повсеместно в Зилаирском синклинории развита формация мергелей, аргиллитов и песчаников, которая была отнесена нами к морским молассам.

В середине сакмарского века эта формация заменяется образованиями иного типа. В пределах полосы выходов нижнепермских отложений между рр. Белой и Сакмарой развиты своеобразные курмаинские известняки, превышающие по мощности в ряде разрезов



Фиг. 19. Фациальные зоны артинского яруса.

1 — отложения уничтожены современной эрозией; 2 — мергели, аргиллиты, песчаники, известняки; 3 — конгломераты в верхней части разреза; 4 — выходы подошвы и кровли артинских отложений на поверхность; 5 — изопахита 1500 м артинских отложений; 6 — контур Зилаирского синклинория по подошве верхнего девона; 7 — разломы позднепермского времени; 8 — мощность артинских отложений в метрах.

600—700 м. Эти известняки отличаются четким напластованием, выдержанностью отдельных пачек по простиранию, присутствием зернистых и брекчиевидных прослоев до 1,5—2 м мощностью, с отчетливой ритмичностью флишевого типа. К югу от р. Сакмары, среди курмаинских отложений появляется пачка терригенных пород, а по левобережью р. Урала, по данным В. Е. Руженцева, вся толща замещается терригенными песчано-глинистыми образованиями. Среди отложений этого типа широко развиты глыбовые конгломераты с включением крупных известняковых отторженцев. У нас нет материалов для подробной характеристики этой формации, имеющееся ее описание дает возможность предполагать, что общие опускания, которыми был охвачен прогиб, одновременно с ростом прилегающих поднятий снова привели к образованию в нем флишевых отложений. Любопытно, что в это же самое время флишевая формация, судя по данным А. И. Осиповой, является и на северном погружении Башкирского антиклинория в бассейне р. Юрезани.

Частное воздымание поднятий, ограничивающих зону накопления флиша курмаинского горизонта, сменяется общими региональными восходящими движениями, четко проявившимися и в более северных районах западного склона Урала, где они сказываются в трансгрессивном залегании стерлитамакского горизонта сакмарского яруса на более древних отложениях. В Зилаирском синклинории эти восходящие движения привели к поступлению в краевой прогиб огромной массы терригенного материала, который снова образует своеобразные морские молассы.

Если не считать кратковременного эпизода в самом конце сакмарского яруса, когда снова наступают условия, несколько напоминающие обстановку курмаинского времени, то можно заметить дальнейшее развитие и разрастание тех восходящих движений, которые начались в краевом прогибе в начале стерлитамакского горизонта. Изучая артинские отложения краевого прогиба, можно видеть, как морские молассы становятся все более и более грубыми. Широкое распространение имеют среди них конгломераты, особенно мощные по левобережью Урала, и на севере — между Большим Иком и Сюраном (фиг. 19). Конгломераты эти, состоящие из хорошо окатанных галек, преимущественно кварцевых и яшмовых, резко отличаются от горизонтов глыбовых включений флиша. Они свидетельствуют о далеком их переносе и о наличии приподнятых и размывавшихся участков где-то вдали от места их накопления. Исследования А. В. Хабакова показали, что снос материала осуществлялся с востока, по всей видимости, из области поднятия Урал-тау.

Вывод этот представляется убедительным, так как состав галек артинских конгломератов при продвижении с юга на север постепенно изменяется соответственно составу пород, слагающих антиклинорий Урал-тау.

В самом конце артинского века поднятия в пределах Зилаирского синклинория достигают наибольшей амплитуды и целиком захватывают краевой прогиб.

В результате этих поднятий верхние горизонты артинского яруса в Зилаирском синклинории отсутствуют. Резко трансгрессивно на артинских образованиях залегает галогенная толща кунгура, образование которой связано с новым циклом седиментации, рассмотрение которой не входит в нашу задачу.

В заключение следует остановиться на некоторых общих вопросах истории развития рассматриваемой площади.

В течение верхнего палеозоя Зилаирский синклинорий представлял собою геосинклинальный прогиб, обрамляющий с востока Русскую платформу. Область эта может быть отнесена к тем структурным единицам, для которых Н. С. Шатским было предложено название краевых прогибов. В течение силура и девона краевой прогиб Зилаирского синклинория почти целиком располагался в пределах геосинклинальной области, следствием чего в его пределах образовались формации, тесно связанные с жизнью геосинклинали (вулканогенные образования, кремнистые, яшмовые формации и т. д.).

Этот тип краевых прогибов с нашей точки зрения следует выделять под именем *внешних прогибов* геосинклинальной области.

В северной части рассматриваемой площади внешний прогиб ограничен Башкирским антиклинорием, который в силурийское, девонское и каменноугольное время характеризовался формациями платформенного типа относительно небольшой мощности. По этому признаку Башкирский антиклинорий может рассматриваться как платформенная структура, отличающаяся, однако, интенсивной складчатостью, осложненной крупными вертикальными разломами. Для таких структур может быть предложено название *краевых поднятий*. У южного ограничения Русской платформы к краевым поднятиям могут быть отнесены структуры горного Крыма и северного склона Кавказа.

В каменноугольное и нижнепермское время внешний прогиб Зилаирского синклинория постепенно смещается к западу и захватывает краевые участки Русской платформы. Прогиб в западной части синклинория располагается на платформенном основании и может рассматриваться поэтому как типичный краевой прогиб. В нижнепермское время краевой прогиб занимает уже значительные площади, обрамляя с запада краевые поднятия Башкирского антиклинория.

Рассмотренный промежуток времени в Зилаирском синклинории характеризуется последовательной сменой ряда формаций, связанных с основными этапами формирования структуры:

1. Кремнистая формация прогиба, не загруженного осадками, возникающая в относительно глубоководных условиях при отсутствии приноса значительного количества терригенного материала.

2. Аспидная формация зилаирской свиты, появившаяся в момент общих нисходящих движений, которые сопровождалась образованиями поднятий внутри геосинклинальной области, сложенных вулканогенными толщами. В результате их размыва прогиб заполняется мощными песчано-сланцевыми толщами. Непрерывное опускание прогиба целиком компенсируется осадконакоплением.

3. Флишевая формация, возникающая в тот период развития геосинклинали, когда при обильном приносе терригенного материала появляются резкие нисходящие движения в прогибе, одновременно с ростом прилегающих поднятий. В рельефе морского дна, благодаря непрерывным опусканиям, возникает депрессия, все время заполняющаяся осадками и существующая лишь по причине непрерывных нисходящих движений.

4. Формация морских моласс, образующаяся на начальных стадиях общего подъема геосинклинали и ограничивающих ее поднятий. Резкое геоморфологическое расчленение частных поднятий и прогибов на этой стадии утрачивается. Краевой прогиб заполняется мелководными терригенными образованиями, снесенными с относительно удаленных поднятий.

Все перечисленные формации последовательно сменяют друг друга. В этой последовательности не всегда существуют резкие границы. Так, например, флишевые толщи сменяются в конце верхнего карбона морскими молассами, но в средней части сакмарского яруса вновь возникают отложения флишевого типа, и только в артинское время морские молассы получают повсеместное распространение.

Точно также, в начале каменноугольного периода во внешнем прогибе появляются кремнистые образования, широко развитые на начальных стадиях его формирования.

Краткая характеристика формаций прогиба и имеющиеся данные об условиях их возникновения дают возможность представить себе соотношение типов отложений в Зилаирском синклинории с движениями земной коры. Выше указывалось, что флишевые толщи Зилаирского синклинория возникают в обстановке общих нисходящих движений в пределах прогиба, но при условии роста частных поднятий, его ограничивающих, и существования резко расчлененного рельефа.

Вслед за отложением флиша в краевом прогибе начинается преобладание восходящих движений, приводящих к образованию морских моласс. Этот переход к общим поднятиям протекает с определенной циклическостью. В грубой схеме эта циклическость заключается в следующем:

Еще во время погружения всей области при формировании флиша перед началом общих восходящих движений наблюдается интенсивный рост частных поднятий по краям прогиба. Поднятия эти приводят к появлению горизонтов глыбовых конгломератов среди флишевых образований. Вслед за этим вся область вовлекается в общие восходящие движения, следствием чего является размыв ранее отложившихся осадков в периферических частях краевого прогиба и трансгрессивное залегание вышележащих отложений. Трансгрессивно залегающая серия обычно представлена песчано-глинистыми образованиями морских моласс. Можно полагать, что с моментами общего подъема и перерыва осадконакопления в краевом прогибе совпадают основные этапы складкообразования. Однако последние не фиксируются отчетливо вследствие слишком незначительной амплитуды поднятий.

Часть II

ФЛИШ И СХОДНЫЕ С ФЛИШЕМ ФОРМАЦИИ ЗИЛАЙРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

В своей недавно вышедшей обстоятельной работе Н. Б. Вассоевич указывает, что флишевые отложения впервые были выделены в Швейцарских Альпах. В 1827 г. Штудер обозначил этим термином толщу песчано-глинистых отложений, залегающих на нуммулитовых известняках. Долгое время в понятие флиш вкладывался определенный стратиграфический смысл. Считалось, что флиш приурочен, как правило, к третичным отложениям. Однако впоследствии выяснилось, что эта точка зрения не соответствует действительности и приводит к неправильным стратиграфическим построениям. Напомним, например, что Кокан, встретив типичный флиш верхнемелового возраста на Черноморском побережье Кавказа, поместил его на своей схеме между нуммулитовыми известняками и нефтеносными толщами олигоцена, хотя имелись определенные указания на присутствие в нем меловых окаменелостей. Даже в работе А. Гейма, вышедшей в свет в 1908 г., подчеркнута приуроченность флиша к третичным отложениям.

Позже флишевые толщи стали рассматриваться как комплекс пород, имеющий определенные особенности строения, который может быть встречен в отложениях различного возраста. Р. Зубер (Zuber, 1901, 1918), например, писал, что флиш не является породой, но представляет собой формацию, которая складывается из нескольких различным образом соединенных между собою видов пород. В монографии Зубера, опубликованной в 1918 г., довольно подробно разобраны морфологические особенности строения Карпатского флиша. Его работа, в настоящее время сильно устаревшая, является единственной более полной сводкой по флишевым отложениям Западной Европы. Более новые данные относительно особенностей строения альпийского флиша касаются лишь частных вопросов строения флишевых ритмов, иероглифов флиша, возраста отдельных комплексов.

В литературе, посвященной флишевым отложениям, значительное место отведено глыбовым конгломератам (дикому флишу), которые почти всегда сопровождают флишевые толщи. Такого рода образования были отмечены Зубером в Карпатах, Краусом в Австрийских Альпах, Люжонном в Западных Альпах, Лаппараном в Пиренеях.

Многие геологи пытались представить себе обстановку образования флишевых толщ, формирующихся на крутых склонах поднятий, с которых скатывались глыбы, участвующие в образовании подводно-оползневых горизонтов с включениями. Такие построения можно найти в работах Хорна (Horn, 1915), Крауса (Kraus, 1932) и ряда других авторов. Последний из упомянутых геологов пытался связать глыбовые конгломераты с формированием покровов, во фронтальной части которых образуется так называемый дикий флиш.

Все эти построения не были достаточно полно обоснованы фактическим материалом. Особенности строения горных сооружений Западной Европы не дают возможности составить ясное представление об истории развития прогибов, в которых происходило накопление флиша, и выяснить взаимоотношение флиша со смежными образованиями. Эти чисто объективные недостатки усугублялись слабой изученностью морфологии флишевых толщ. Не случайно поэтому в специально флишевом сборнике журнала швейцарского Геологического общества (*Eclogae geologicae Helvetiae*, vol. 39, No 2), вышедшем в 1947 г., большинство статей посвящено чисто региональным вопросам и не содержит каких-либо обобщений.

Многие вопросы происхождения флиша и сопутствующих ему глыбовых конгломератов нашли себе более ясное разрешение при изучении геологического строения Кавказа. Присутствие флиша на Кавказе установлено в конце прошлого столетия. Описание его можно найти в работах К. Ругевича, К. И. Богдановича и ряда других исследователей, однако только после Великой Октябрьской революции, благодаря широкой постановке планомерных геологических исследований, о кавказском флише было получено четкое представление. Наиболее подробно и основательно флишевые отложения Кавказа были описаны Н. Б. Вассоевичем (1940, 1948). В результате работ Н. Б. Вассоевича выработана методика изучения флиша и выяснены особенности его строения. Ценные дополнения к его работам можно найти в статье В. А. Гроссгейма. В результате этих работ установлены характерные признаки флишевой формации, сохраняющей свои черты во всех горных сооружениях Альпийской геосинклинальной области.

На Кавказе впервые четко показано взаимоотношение флиша со смежными образованиями и выяснено строение поднятий, которые ограничивают зону накопления флиша. На склонах этих поднятий возникают подводные оползни, и образуются глыбовые конгломераты. Мнение геологов,

работавших в Альпах, о связи глыбовых конгломератов с фронтовой частью покрова не подтвердилось.

Наиболее детально флишевые толщи юго-восточного Кавказа были изучены Н. Б. Вассоевичем и В. Е. Хаиним, на северозападном Кавказе они изучались О. С. Вяловым, Б. М. Келлером, А. Л. Козловым и В. В. Меннером.

Во всех этих работах советских геологов флишевые отложения рассматриваются не оторванно, но в тесной взаимосвязи со смежными образованиями на фоне исторического развития геосинклинали.

Только такой подход может пролить свет на условия образования флиша и выяснить общие закономерности его распространения во времени и пространстве.

В ином положении находится в настоящее время изученность палеозойского флиша. В литературе можно найти многочисленные указания на наличие флишевых образований в отложениях палеозойского возраста; почти все они относятся к толщам, которые не являются типичным флишем и существенно отличаются от него по своим морфологическим признакам. Ярким примером такого понимания флишевой формации являются работы В. И. Попова (1938), Жинью (Gignoux, 1936), Ватерсхут ван дер Грахта (Waterschoot van der Gracht, 1931_{1,2}) и многих других авторов, которые относят к флишу силурийские отложения Уэльса, песчано-глинистые толщи Кульма, отложения верхнего палеозоя Памира и ряд других образований. Столь широкое понимание объема флишевой формации нельзя считать правильным ни с теоретической, ни с практической точки зрения. В этом случае от нас ускользнут основные ее характерные особенности и закономерности, связанные с условиями формирования флиша. Среди мощных терригенных толщ прошлых геологических периодов наряду с флишем необходимо выделять близкие к флишу формации, имеющие четкие морфологические признаки и занимающие определенное место в геологической истории прогибов. На основании имеющихся материалов, кроме флиша, может быть выделена своеобразная аспидная формация и формация глинистого флиша, которая как бы является связующим звеном между флишем и аспидной формацией. Нет сомнения, что в дальнейшем число таких естественных комплексов пород будет увеличено.

Однако слишком узкое понимание флиша также не принесло бы никакой пользы. Такое выделение можно было бы сравнить с деятельностью тех палеонтологов, которые, не считаясь с практическими запросами стратиграфии, устанавливают огромное количество новых видов, бесполезных для расчленения пластов осадочных горных пород.

При характеристике флиша и близких ему формаций мы приведем наиболее характерные их примеры, относящиеся к отложениям палеозоя и нижнего мезозоя, и не будем рассматривать более молодые флишевые толщи, хорошо известные в литературе. Число приводимых нами примеров по древнему флишу пока невелико, однако все они относятся к отложениям, изученность которых позволяет составить ясное представление об особенностях строения той или иной формации. Рассмотрение приведенных примеров показывает, что отложения флиша имеют в палеозое ограниченное распространение. По существу пока только в Зилаирском синклинории на Южном Урале известны типичные флишевые толщи со всеми их характерными особенностями.

Еще Н. Б. Вассоевич подчеркнул то положение, что флиш не является ископаемой фацией, которая представляет собою «часть пласта, пласт или свиту пластов, на всем своем протяжении обладающую одинаковым литологическим составом и заключающую в себе одинаковую фауну и

флору» (Наливкин, 1933, стр. 6). Флиш — это типичный полифацальный комплекс, который состоит из множества фаций. Такой комплекс Н. Б. Вассоевич предложил называть геогенерацией. Удобнее сохранить за ними название формации, понимая под формацией естественный генетический комплекс горных пород, связанный с определенной тектонической обстановкой его формирования.

Изучение фаций является естественным введением в палеогеографию и в конечном счете позволяет воссоздать облик земной поверхности в прошедшие геологические эпохи. Изучение формаций, представляющих собою совокупность одинаковых или различных фаций, сменяющих друг друга во времени, позволяет выяснить общий план тектонического строения земной коры и проследить его преобразования.

Обстановку образования фаций можно рассматривать в плане для сравнительно коротких промежутков времени: при изучении формаций всегда должно быть введено третье измерение.

Накопившийся в настоящее время материал, основанный главным образом на изучении кавказского и уральского флиша, позволяет успешно развивать оба указанные направления. В настоящей работе нас будет интересовать главным образом второе из них, в котором флиш будет рассматриваться как формация, тесно связанная с закономерностями развития геосинклиналей.

Среди формаций Зилаирского синклинория, сложенных мощными терригенными толщами, для ранних этапов его развития характерна аспидная формация, представленная здесь зилаирским комплексом верхнего девона — низов карбона, и следующая за нею флишевая формация, развитая в среднем и верхнем карбоне. Мы рассмотрим теперь эти образования подробнее и попытаемся установить такие же или близкие по типу отложения в других синклинориях для того, чтобы в конечном итоге выяснить их роль и значение в развитии структур палеозоя.

Формации, которые возникают на заключительных стадиях формирования прогибов, такие, как угленосная формация и молассы различного типа, мы не будем рассматривать; они могут составить предмет обширного специального исследования.

АСПИДНАЯ ФОРМАЦИЯ ЗИЛАЙРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

О п р е д е л е н и е. Аспидной формацией мы будем называть мощные толщи чередования «граувакковых» песчаников и сланцев, с зачаточной ритмичностью флишевого типа. Эти терригенные толщи в значительной степени состоят из обломков изверженных пород. Характерными спутниками указанных образований являются прослои вулканических туфов, пачки силицитов и, как следствие позднейшего динамометаморфизма и гидротермальных процессов, кровельные сланцы, аспидные сланцы и кварцевые жилы.

Рассматриваемые отложения часто выделяются под именем граувакковой формации. Термин этот нельзя признать удачным, так как многие авторы понимают под «граувакками» песчаники с глинистым цементом, вне зависимости от состава обломочных зерен этих пород.

С точки зрения этих исследователей граувакки повсеместно распространены во флишевых отложениях, вследствие чего в термине «граувакковая» формация не будет отражена принципиальная разница между флишем и аспидной формацией.

Типом аспидной формации мы будем считать зилаирский комплекс Южного Урала, на примере которого и будут рассмотрены основные особенности ее строения.¹

Главная масса пород аспидной формации в Зилаирском синклинории представлена песчаниками и аргиллитами, в той или иной степени рассланцованными. Чередование этих пород иногда равномерное по 0.20—0.30 м, иногда с явным преобладанием какого-либо из указанных компонентов (фиг. 20, 21).

Песчаники по своему типу весьма разнообразны. Встречаются как грубозернистые разности, переходящие в мелкогалечные конгломераты, так и средне- и мелкозернистые. Между песчаниками и аргиллитами имеются все переходы. Для многих разностей песчаников характерно присутствие глинистого цемента, в котором заключены отдельные слабо окатанные обломочные зерна. По своему петрографическому составу песчаники аспидной формации² Зилаирского синклинория характеризуются присутствием цемента, состоящего из перекристаллизованного агрегата кварца и полевых шпатов с чешуйками хлорита и серицита. Повидимому, в нем содержится значительное количество пеплового материала, который настолько изменен и перекристаллизован, что не может быть отделен от глинистой составной части породы. Эта цементирующая масса иногда бывает известковистой или кремнистой. В ней заключены разнообразного размера обломочные зерна, обычно весьма плохо окатанные, угловатые и полуугловатые. Некоторые разности песчаников известковисты.

Среди обломочных зерен в большом количестве присутствуют яшмы, разнообразные кремнистые и серицито-кремнистые сланцы, серицитовые и мусковитовые сланцы, халцедониты, кварциты, кислые лавы, порфири-ты, албитизированные диорит-порфиры и серпентиниты.

Среди минералов в обломочных зернах распознаются кварц, разнообразные полевые шпаты, эпидот, биотит, мусковит, хлорит, титанит, лейкоксен, апатит, пикотит, титанит и гранат.

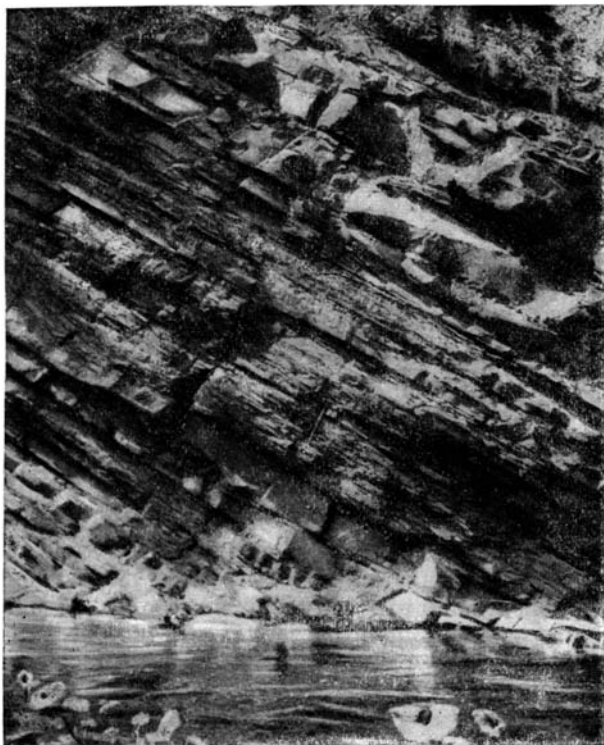
Сланцы по своему составу очень сходны с цементирующей массой песчаников и представляют собою мелкокристаллический агрегат кварца, полевого шпата, листочков серицита, хлорита, зерен соссюрита и лейкоксена. Породы эти иногда известковистые и сильно перекристаллизованы, вследствие чего трудно судить об их первоначальном составе. Вероятно, сланцы имели значительную примесь пеплового материала.

Характер чередования песчаников и аргиллитов зилаирского комплекса различен. Иногда песчаники явно преобладают и грубозернистые их разности образуют пачки, отчетливо выделяющиеся в рельефе. В других случаях чередование равномерное. Встречаются также преимущественно глинистые пачки, среди которых песчаники образуют разрозненные подчиненные прослои.

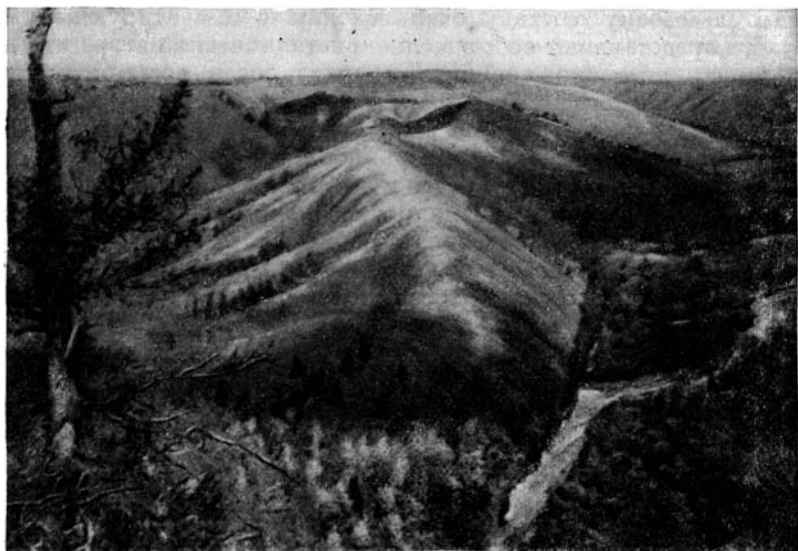
Чаще всего песчаные пласты в аспидной формации зилаирского комплекса имеют мощность 0.3—0.5, иногда до 2—5 м. Строение этих пластов различно. В одних случаях в пределах всего пласта наблюдается более или менее однородное распределение обломочного материала без заметной его дифференциации по крупности зерна. Однако в ряде случаев

¹ Аспидная формация была выделена в 1946 г. Б. М. Келлером под именем кровельной формации. Одновременно, в 1947 г. эта формация была выделена Н. Б. Вассоевичем на Кавказе и названа им аспидной формацией. Термин Н. Б. Вассоевича более удачен, так как в рассматриваемой толще пород аспидные сланцы распространены значительно шире, чем кровельные сланцы.

² Описание петрографического состава пород аспидной формации Зилаирского синклинория приводится по данным И. Ф. Трусовой.

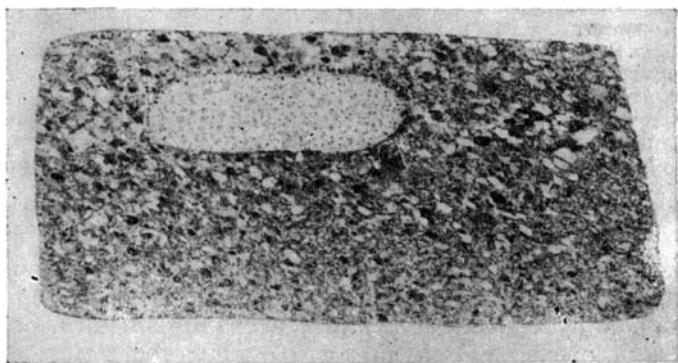
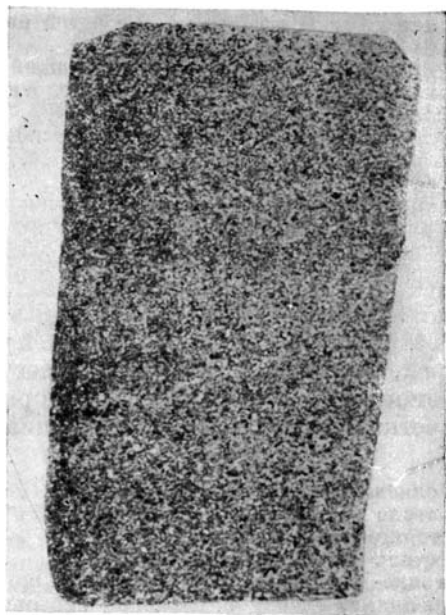


Фиг. 20. Выход аспидной формации по левому берегу Большого Ика вблизи устья р. Муйнак. Пачка, состоящая из частого чередования песчаников и сланцев. Низы текальской толщи Зилайского комплекса. Фото В. М. Батурина.



Фиг. 21. Общий вид выходов аспидной формации по правобережью Большого Ика выше впадения р. Авашлы. На переднем плане Павленская антиклиналь. Сводовая часть складки сложена асташской свитой зилайского комплекса. На крыльях выходят авашлинские сланцы. Фото В. М. Батурина.

встречаются ритмично построенные пласты песчаников, у которых нижняя часть пласта слагается значительно более грубозернистым материалом, чем верхняя (см. фиг. 22, 23). Эта ритмичность далеко не столь четкая, как в песчаных прослоях флиша. Нередко наиболее грубый материал



Фиг. 22. Характер зернистости песчаника из кровли и подошвы одного и того же пласта, мощностью в 1.5 м. Правый берег Большого Ика выше устья р. Авашлы. Натуральная величина.
Фото В. А. Кузьмина.

концентрируется не в самом основании пласта, а несколько выше, в пределах первой его трети. Такая нечеткость сортировки свойственна особенно грубозернистым пачкам. В тех случаях, когда чередование равномерное, ритмичность напластования более четкая. Для иллюстрации приведем послойный разрез, составленный по правому берегу Большого Ика, выше впадения в него Авашлы (верхи франского яруса):

1. Аргиллит зеленовато-серый, тонкорассланцованный.	
2. Песчаник синевато-серый, среднезернистый, тонкослоистый, в самом основании грубозернистый, вверх мелкозернистый. В верхней части пласта заметно неправильное линзовидное наложение	0.25 м
3. Плотный кремневый аргиллит, переходящий вверх в темный сланцеватый аргиллит	0.8 м
4. Стально-серый плотный песчаник с бугристой нижней поверхностью	0.9 м
5. Песчаный аргиллит (алевролит), переходящий вверх в темный аргиллит с двумя прослоями по 0.06 м плотного кремневого аргиллита	2.20 м
6. Песчаник стально-серый, грубозернистый в основании, переходящий вверх в тонкослоистый аргиллит	0.55 м
7. Тонколистватый темный аргиллит	0.10 м
8. Песчаник, внизу грубозернистый, вверх тонкозернистый	0.8 м
9. Темные аргиллиты; среди них два кремневых прослоя	0.6 м
10. Песчаник грубозернистый в основании	0.35 м

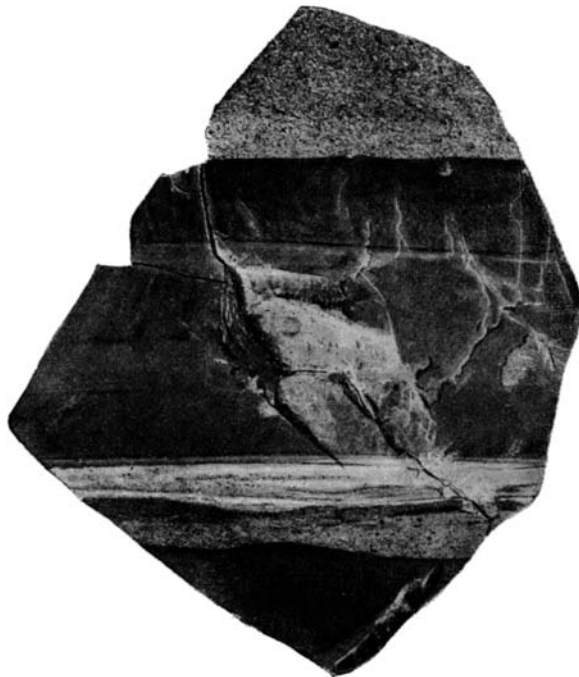
В этой последовательности можно видеть очень четкую приуроченность наиболее грубозернистого материала к нижней части песчаных пластов. Для толщи пород, выходящих по левому берегу р. Б. Ика у устья р. Муйнак и относящихся к самым верхним горизонтам девона, эта ритмичность менее четкая. Разрез здесь следующий:

1. Песчаник синевато-серый, тонкослоистый	0.15 м
2. Аргиллит, тесно спаянный с песчаником	0.20 м
3. Песчаник тонкозернистый	0.10 м
4. Аргиллит очень плотный, тонкослоистый	0.20 м
5. Песчаник тонко- и равномернозернистый, с крупными шаровыми конкрециями, вверх с неровной переключенной слоистостью	0.40 м
6. Синевато-серый, тонкослоистый аргиллит с игольчатым распадом при выветривании	0.5 м
7. Песчаник, переходящий в аргиллит по простиранию	0.6 м
8. Аргиллит	0.4 м
9. Песчаник грубозернистый в основании с прослоями аргиллитов внутри пласта	1.0 м
10. Аргиллит	0.3 м
11. Песчаник. В нижней части пласта, но не в самом основании, линзы грубозернистого песчаного материала. Вверх тонкозернистый песчаник с крупными шаровыми конкрециями известкового песчаника величиной с арбуз	2.5 м
12. Аргиллит	0.20 м

Наличие таких ритмично построенных пачек в условиях сложной тектоники зилайского комплекса позволяет в ряде случаев достоверно различать опрокинутое залегание пластов от нормального. Следует однако подчеркнуть, что в ряде случаев грубозернистость материала в основании пластов не устанавливается столь четко.

Иногда песчаные пласты зилайского комплекса с резким размывом располагаются на подстилающих образованиях (фиг. 23). Однако негативные иероглифы на нижней поверхности пластов образуются здесь лишь в исключительных случаях. Обычно это очень широкая неправильная волнистость и бугорчатость; лишь в двух случаях удалось наблюдать более четкие формы, напоминающие иероглифы флишевых серий (фиг. 24).

Обычно грубозернистые разности песчаников образуют массивные пласты, внутри которых выделяются отдельные линзы более грубозернистого материала, не имеющие резко очерченных контуров. Тонкая слоистость среди этих пород отсутствует. Наоборот, в тонкозернистых песча-



Фиг. 23. Тонкое чередование песчаников и сланцев в авашлинской свите зилаирского комплекса. Песчаники, грубозернистые в основании, залегают на сланцах с размывом. Натуральная величина. Фото В. А. Кузьмина.



Фиг. 24. Скульптура на нижней поверхности пласта алевролита. Текальская толща р. Кувалат. Фото В. М. Батурина.



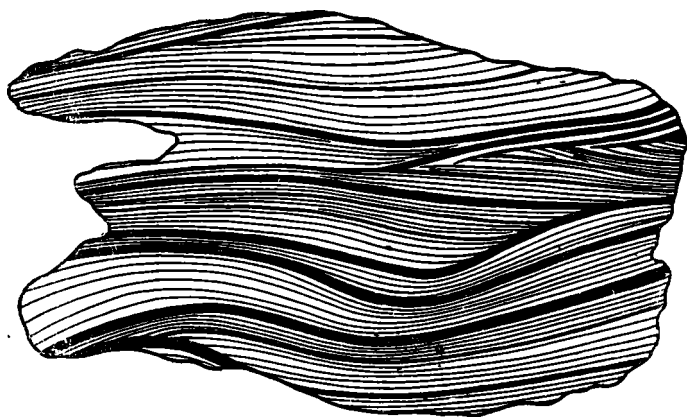
1 0 1 2 CM

Фиг. 25. Косая слоистость алевролита аваштинской свиты зилаирского комплекса. Правый берег Большого Ика, выше сел. Карамы.



2 0 1 2 CM

Фиг. 26. Косая слоистость алевролита аваштинской свиты зилаирского комплекса. Ручей Аркают — правый приток р. Иняк. Слоистость вырисовывается чередованием светлых и темных прослоев.



1 0 1 2 CM

Фиг. 27. Косая слоистость песчаных сланцев аваштинской свиты зилаирского комплекса. Ручей Бакер — правый приток р. Иняк.

никах, алевролитах и окремненных алевролитах обычно наблюдается очень характерная микрослоистость, иногда горизонтальная, иногда состоящая из ряда косонаслоенных пачек. Характер слоистости этого типа изображен на фиг. 25, 26, 27. Породы представляют собою тонкослоистые окремненные аргиллиты и алевролиты, микрослоистость которых обусловлена чередованием более и менее окремненных прослоев, в различной степени обогащенных тонкозернистым песчаным материалом. Окраска этих пород варьирует от темносерого до более светлого зеленоватого цвета, в связи с чем в образцах микрослоистость выступает весьма рельефно. Слоистость в образцах значительно более тонкая, чем на рисунках, где отдельные прослои соединены в более крупные пачки.

Характер такой слоистости алевролитов и аргиллитов зилайрского комплекса вполне отвечает прибрежноморскому типу, связанному с волнением. Этот тип пользуется в аспидной формации повсеместным распространением; слоистость типа временных потоков отсутствует здесь полностью.

Кроме слоистости указанного типа в тонкозернистых песчаниках изредка наблюдается неправильно перекрученная слоистость, обычная для флиша и связанная с подводным оплыванием осадков (фиг. 28). В большинстве случаев такая подводно-оползневая слоистость свойственна верхней части песчаных пластов.

Своеобразный тип слоистости песчано-глинистых отложений аспидной формации был встречен в восточной полосе ее распространения, примыкающей к антиклинорию Урал-тау. Широко распространены здесь совершенно неотсортированные среднезернистые песчаники, неправильно переплетающиеся с более тонким песчаным материалом и глинистыми линзами (фиг. 29). Характер слоистости в этих отложениях больше напоминает своеобразный «морской» делювий, чем обычные нормально наложенные серии. Пачки таких пород переслаиваются с аргиллитами, обычными для зилайрского комплекса. Сколько-нибудь явная ритмичность среди отложений этого типа отсутствует. Наоборот, более четкое обособление песчаных пластов и ритмичное расположение некоторых из них свойственно западной полосе распространения аспидной формации зилайрского комплекса.

Любопытно отметить, что по правобережью р. Большого Ика и его притокам Кошелга и Ямашла среди песчано-глинистых отложений появляются пласты известняков мощностью 1.5—2, редко до 7—8 м.

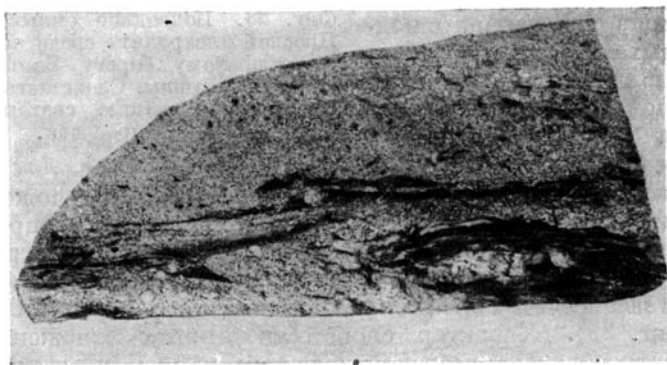
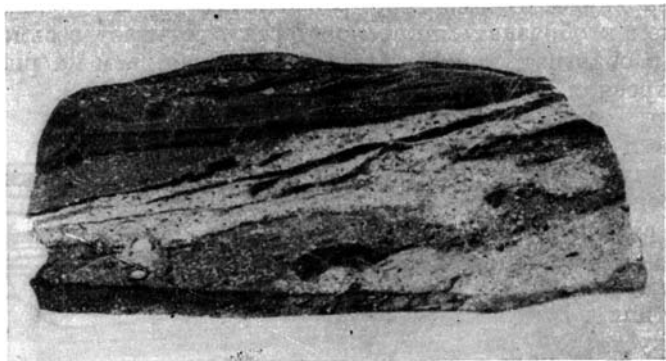
Нижняя часть этих прослоев представлена светлыми рассланцованными известняками, совершенно лишенными каких бы то ни было признаков органической жизни; вверх они сменяются более темными глинистыми известняками и, наконец, мергелями. По простиранию рассматриваемые пласты иногда прослеживаются на 6—7 км, но чаще представляют собою крупные пластовые линзы, довольно быстро выклинивающиеся.

Столь же невыдержанными оказываются среди отложений аспидной формации и пласты песчаников. Особенно резкие изменения испытывают



Фиг. 28. Подводное оплывание осадка. Прослой алевролита среди асташской свиты по правому берегу Большого Ика у устья р. Ямашлы. Слоистость заметна благодаря чередованию светлых и темных прослоев.

песчаные пачки вкрест простирания синклинория. Например, по правому берегу р. Авашлы, ниже поселка того же названия, видно, как мощная толща песчаников, перекрывающих глинистую толщу авашлинской свиты, по направлению к западу замещается пачкой, состоящей из частого чередования песчаников и аргиллитов. Подобные замещения песчаников аргиллитами в ряде случаев устанавливаются и по простиранию пород.



Фиг. 29. Плохо отсортированные песчаники зилаирского комплекса с глинистыми липзами и прослоями. Верховье р. Кувалат (левый приток Большого Ика). Натуральная величина.

Грубообломочные породы в аспидной формации зилаирского комплекса, как правило, отсутствуют. Изредка встречаются мелкогалечные конгломераты, которые представляют собою сгруженный и плохо отсортированный мелкогалечный материал с песчаным цементом. Лишь в одном месте, по правому берегу р. Бердяш, у впадения в нее р. Текаль, были встречены настоящие конгломераты, состоящие из обломков девонских известняков, яшм и реже метаморфических сланцев, рассеянных в песчано-глинистом цементе. Мощность конгломератов, перекрытых прослоем светлого известняка, относящегося к описанному типу, не превышает 7—8 м.

С песчано-глинистыми отложениями аспидной формации ассоциируются пачки плитчатых яшмовидных силицитов, почти неотличимые по внешнему виду от кремнистой формации силура — девона, подстилающей зилаир-

ский комплекс. Существенно то обстоятельство, что силициты всегда располагаются среди глинистых пачек, лишенных песчаных прослоев, и не соприкасаются непосредственно с песчаниками зилаирского типа. Лишь иногда среди них встречаются незначительные прослои очень тонкозернистых кварцевых песчаников. Образование их связано с кратковременными моментами отсутствия приноса грубого терригенного материала и отложением в области относительно глубокого моря.

Песчаники зилаирского комплекса почти всегда в той или иной степени туфогенны; изредка в них встречаются линзы туфов, состоящих из слабо сцементированного вулканического пепла. Такие линзы были встречены по правому берегу Б. Ика, выше впадения р. Авашлы, и в некоторых других разрезах.

Песчано-глинистые отложения зилаирского комплекса в той или иной степени метаморфизованы; интенсивность этого метаморфизма резко возрастает в восточной полосе распространения аспидной формации, примыкающей к антиклинорию Урал-тау. Повсеместно в пределах зилаирского комплекса наблюдаются значительные признаки динамометаморфизма, которые выражены в широком распространении интенсивного кливажа северо-западного простирания; в ряде случаев эти трещины кливажа локализируются в пределах отдельных пачек; каждая из них, в зависимости от состава пород и мощностей пластов, характеризуется определенным наклоном системы трещин.

В некоторых случаях кливаж рассекает пачки, состоящие из чередования песчаников и сланцев, и тогда распознать истинный наклон пластов представляется далеко не легким делом.

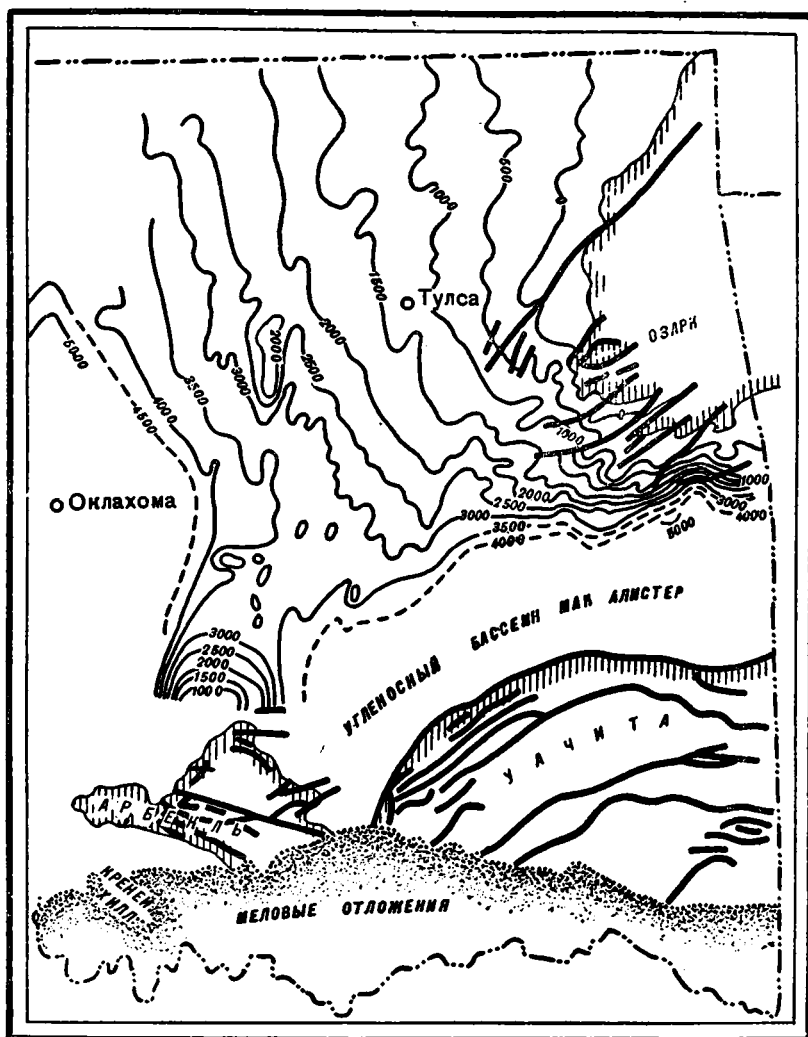
Широко распространены в пределах зилаирского комплекса кварцевые жилы, мощностью от нескольких сантиметров до двух-трех метров. Они особенно многочисленны в восточной полосе распространения зилаирского комплекса, примыкающей к антиклинорию Урал-тау.

Другие примеры аспидной формации

Аспидная формация, повидимому, широко развита в палеозое как во внешних прогибах, так и во внутренних частях геосинклинальной области. К ней могут быть предположительно отнесены: песчано-сланцевые толщи каменноугольного возраста, развитые на Памире (Ренгартен, 1935), многие терригенные образования палеозоя Средней Азии, относимые В. И. Поповым (1938) к флишу, зилаирский комплекс девона, развитый к востоку от антиклинория Урал-тау на Южном Урале, мощные песчано-сланцевые толщи девона Рейнских сланцевых гор. Особенности строения указанных песчано-сланцевых отложений не изучены достаточно подробно, чтобы можно было с уверенностью говорить о принадлежности их к аспидной формации. Поэтому из примеров геосинклиналей с аспидной формацией в палеозое мы ограничимся внешним прогибом Уачиты, примыкающим с юга к Северо-Американской платформе. Мощные песчано-сланцевые толщи намюрского возраста построены в Уачите столь типично, что можно не сомневаться в принадлежности их к аспидной формации. Кроме того, этот пример интересен с той точки зрения, что в Уачите с некоторыми пропусками наблюдается сходная последовательность формаций, которая может быть правильно понята только на основании сравнения Уачиты с Зилаирским синклинием.

В качестве типичного примера нахождения аспидной формации в мезозое могут быть указаны нижнеюрские песчано-сланцевые толщи Большого Кавказа, развитые в пределах внешнего прогиба геосинклинальной области и хорошо изученные нашими геологами.

Взаимоотношение Уачиты с соседними платформенными структурами было недавно разобрано Н. С. Шатским (1946). Общее ее расположение дано на фиг. 30. В пределах Уачиты развиты типичные геосинклинальные формации внешнего прогиба, которые формируют дугообразно изогнутую систему складок, входящих во внутренний угол платформ. Эти склад-



Фиг. 30. Соотношение южной части Северо-Американской платформы с системой Уачита и поднятием Арбекль. Стратоизогипсы в пределах платформы даны в футах по кровле ордовичских отложений. Точками показаны меловые отложения. Схема взята в упрощенном виде из работы Ливорсена (1930).

ки наклонены в сторону платформы, нередко опрокинуты и осложнены пологими надвигами. Некоторые авторы считают, что здесь развиты пологие надвиги альпийского типа, а Ватерсхут ван дер Грахт (1931) считает даже, что вся структура Уачиты в целом представляет собою шарриаж, и предполагает, что под этим покровом продолжается к востоку краевое

поднятие Арбекль. Рассмотрение геологической схемы Уачиты, заимствованной из работы Майзера и Хонисса (Miser and Honess, 1927), показывает, что предположение ван дер Грахта, вероятно, не соответствует действительности, ибо надвиги, широко развитые в западной части системы Уачиты, на востоке, в пределах Арканзаса, постепенно затухают.

Взаимоотношений формаций синклинория Уачиты с отложениями, развитыми на прилегающих поднятиях, не видно. На севере к Уачите примыкает краевой прогиб, выполненный мощными песчано-глинистыми угленосными пенсильванскими отложениями (угольный бассейн Mc Alister), которые прикрывают развитые под ними более древние нижнекаменноугольные и девонские платформенные образования. К югу от Уачиты можно предполагать присутствие крупного поднятия, за счет разрушения которого в синклинории возникли мощные терригенные толщи нижнего карбона. Это поднятие (Планория), входящее в систему бордерлендов американских геологов, в настоящее время закрыто меловыми и третичными отложениями.

Ближайшие выходы платформенных образований, примыкающих к системе Уачиты, расположены в поднятии Арбекль, которое представляет собою типичный краевой антиклинорий, примыкающий с юга к платформе. Поднятие Арбекль представляет собою структуру, разбитую сложной системой крутых разломов, простирающие которой почти перпендикулярно простиранию юго-западной части Уачиты.

Структура Арбекль и расположенное к югу от него поднятие Крелей Хилл входят в систему Вичиты, подробно разобрannую Н. С. Шатским (1946). Между этими двумя поднятиями расположен бассейн Ардмор, выполненный пенсильванскими отложениями.

В пределах поднятия Арбекль развиты формации палеозойских отложений платформенного типа, однако мощности многих из них, особенно в древнем палеозое, являются резко увеличенными по сравнению с более северными участками платформы, где палеозойские отложения вскрыты бурением на нефтеносной площади Семайноль (Seminole). По этому признаку, а также по типу структур антиклинорий Арбекль очень сходен с Башкирским антиклинорием.

Разрез палеозойских отложений Уачиты типичен для внешних прогибов¹ геосинклинальной области. Отложения кембрия и ордовика представлены здесь метаморфизованными сланцами и песчаниками, кремнистыми породами (Bigfork cherts) и реже известняками. Мощность этих отложений, очень плохо охарактеризованных палеонтологически, — около 1000 м. В средних горизонтах разреза в формации Вомбль (Womble), представленной тонкослоистыми и тонкозернистыми песчаниками, среди которых располагаются интрузии диоритов, были обнаружены нижнеордовичские граптолиты. Последовательность вышележащих отложений, по данным Хонисса (1923), Майзера и Хонисса (1927) и других авторов, представляется следующей:

- | | | |
|------------------|--|---------|
| S ₁ ? | 1. Сланцы Полк Крик (Polk creek) — черные графитовые сланцы с неопределимыми остатками граптолитов | 30—60 м |
| S ₂ | 2. Песчаники Блейлок (Blaylock) — тонкослоистые, тонкозернистые зеленовато-серые, плотные песчаники, переслаивающиеся с глинистыми песчаниками и темными аргиллитами. Встречаются граптолиты и своеобразные аннелиды | 250 м |
| | 3. Сланцы Миссури Моунтен (Missouri mountain) — зеленовато-серые сланцы с тонкими прослоями песчаников | 20—30 м |

¹ Но не для краевых прогибов платформы. Разница между этими прогибами изложена на стр. 108.

4. Арканзасский новакулит (Arkansas novaculite), который делится на три горизонта:
- а) Массивные дымчато-серые и белые силициты, залегающие пластами по 0.5—2 м, разделенные прослоями кремнистых сланцев. Иногда встречаются красноватые и черные разности, окрашенные гидроокисями марганца. Вверху тонкий слой туфогенного аггломерата. В верхах пачки встречена нижнедевонская *Lepetocoelia flabellites* 45—90 м
 - б) Темносерые и черные силициты, чередующиеся с черными и красными сланцами 15—25 м
- в) Массивные известковистые светлосерые и голубовато-черные силициты до 35 м
- Общая мощность арканзасского новакулита варьирует от 100 до 300 м.
5. Свита Стенли (Stanly). Темносерые аргиллиты и песчаники с подчиненными прослоями силицитов. На востоке в основании толщи располагается пачка песчаников и конгломератов Хот Спрингс (Hot Springs) 60 м
- На западе нижние 20 м представлены окремнелыми аргиллитами, тесно связанными с силицитами арканзасского новакулита. В нижней части вышележащей песчано-глинист й толщи располагается маркирующий пласт плотного туфа до 30 м мощностью, состоящего почти напело из вулканического пепла. Растительные остатки (представители родов *Sphenopteris*, *Neuropteris*, *Sphenophyllum*) и единичные находки брахиопод в песчаных прослоях (*Pustula nebraskensis*, *Productus suggesting*) позволяют сопоставлять свиту Стенля со слоями Честер (Chester), т. е. с намюрскими отложениями.
- Мощность толщи равна 1200—3000 м
6. Песчаники Джеффорд (Jackfork) связаны постепенным переходом со свитой Стенли. Массивные песчаники, иногда кварцитовидные, мощностью в 1.5—2 м, иногда до 6—7 м, чередуются с песчанистыми глинами и аргиллитами. В тонкослоистых песчаниках и песчанистых глинах встречаются растительные остатки. Мощность песчаников Джеффорд достигает в некоторых разрезах 1500—1900 м
7. Глины Кеней (Cenay shales). Свита Кеней складывается черными битуминозными глинистыми сланцами с многочисленными мелкими фосфатовыми стяжениями и конкрециями известняков. В нижней части глинистой толщи (нижние 15—30 м) присутствует горизонт глыбовых включений, представленных известняками, кремнями и песчаниками. Размер этих включений варьирует от нескольких сантиметров до 10 м. Некоторые оторженцы достигают грандиозных размеров — до 60—100 м в длину. Хонисс и Майзер указывают, что глины Кеней широко развиты в северо-западной части Уачиты. В юго-восточной части Оклахомы в Арканзасе глинистая толща исчезает и, повидимому, замещается песчаниками, сливающимися с песчаниками Джеффорд.
- Палеонтологическая характеристика свиты Кеней довольно полная. Наряду с брахиоподами в рассматриваемых отложениях встречаются аммоны, относящиеся к родам *Actinoceras*, *Cyrtorizoceras*, *Gastrioceras* (*G. caneyanum*, *G. richardsonianum*), *Goniatis chostawensis*, *G. newsoni*, *Adelphoceras*, *Eumorphoceras*, *Trizonoceras* и др. Этот смешанный состав аммоной позволяет относить вмещающие отложения к верхам намюра и низам среднего карбона. Мощность свиты Кеней достигает 400—450 м
8. Известняки Вапанука (Wapanuca limestones) — массивные светлосерые и белые, местами оолитовые известняки, иногда окремненные. Содержат многочисленную фауну среднего карбона (Morrow or Pottsville group). Мощность варьирует от 30 до 250 м
9. Свита Атока (Atoca). Голубоватые и черные глины, чередующиеся с темными, коричневыми, обычно тонкослоистыми плитчатыми песчаниками. Мощность варьирует от 1500 до 2000 м
10. Песчаник Хертсхорн (Hartschorne sandstone). Толща песчаников и песчаных глин, весьма изменчивая по простиранию. Присутствуют пласты углей. В закрытых структурах с песча-

никами связаны газовые месторождения. Мощность на севере 30—60 м, в юго-восточной Оклахоме увеличивается до . . . 200—600 м

11. Глины Мак Алистер (Mc Alister schales). Голубовато-серые и черные глины, полосчатые песчаники и пласты углей. Мощность изменяется от 400—700 м на северо-западе до 600—900 м на юго-востоке. Комплекс флоры позволяет сопоставлять вмещающие отложения с формацией Аллегени (Allegheny Аппалачей и относить их к верхнему карбону.

Выше отложений Мак Алистер следуют пески Саванна (Savanna sandstones) и глины Богги (Boggy shales), характеризующиеся значительными мощностями (1200—1500 м в юго-восточной Оклахоме), невыдержанностью песчаных прослоев, быстрой изменчивостью по простиранию, наличием пластов угля. С резким размывом на этих отложениях залегают верхние свиты пенсильванских отложений, начинающиеся грубыми песчаниками и конгломератами (Thurman). Вышележащие отложения, представленные песчаниками и глинами, иногда с пластами углей, подразделяются на 7 свит. Общая мощность этих отложений достигает 600—700 м; таким образом, общая мощность среднего и верхнего карбона в угольном бассейне Мак Алистер к северу от Уачиты достигает . . . 4.5—5 тыс. м

Как видно из приведенного разреза, в составе палеозойских отложений Уачиты четко выделяются несколько формаций, связанных с определенными этапами развития синклиория.

В девонское время на начальных стадиях развития прогиба возникает своеобразная кремнистая формация Арканзасского новакулита. Хонисс (1923) пишет, что новакулит представляет собою массивную плотную зернистую гомогенную породу, просвечивающую в тонких осколках, состоящую на 90% из кремнезема. Цвет новакулита восковой или белый с голубоватым оттенком; нередко встречаются зеленоватые, красные и черные разновидности. Примесь обломочного материала ничтожна, и зернистость породы обусловлена специфическими условиями выпадения коллоидного кремнезема, содержащего значительную примесь пеплового материала. Если учесть, что кремнистые породы Арканзасского новакулита соответствуют по возрасту всему девону, а возможно охватывают и нижние горизонты карбона, то мощность их, равная 100—300 м, представляется ничтожной. Можно полагать, что кремнистая формация отлагалась в прогибе, который на первых стадиях своего развития не компенсировался осадконакоплением.

Повидимому, те же условия осадконакопления, приводящие к формированию кремнистых отложений небольшой мощности, удерживаются и в первую половину нижнекаменноугольной эпохи. В намюрское время соотношения резко изменяются, и в прогибе начинается накопление мощных песчано-глинистых отложений (свиты Стенли и Джекфорк). Эти отложения, достигающие огромной мощности (до 5000 м), Ватерсхут ван дер Грахтом, Н. С. Шатским (1946) и другими авторами причисляются к флишевым образованиям. Вывод этот может быть принят лишь в самом общем виде, так как намюрский флиш Уачиты отличается от типичного флиша рядом специфических особенностей. Судя по работе Хонисса (1923), свита Стенли состоит из чередования глинистых сланцев и аргиллитов, иногда песчанистых аргиллитов с прослоями кварцевых песчаников и кварцитов. Эти песчаники тонко- и равномернозернистые, обычно косослоистые, часто с волноприбойными знаками. Соотношение глинистых и песчаных пород хорошо видно из послойных разрезов свиты, приведенных в работе Хонисса. Устанавливается, что пласты песчаников обычно образуют прослой до 0.10—0.30 м мощностью; разделяющие их аргиллиты равномерно чередуются с песчаниками, но иногда глинистые прослои возрастают в мощности до 1—3 м. Грубозернистость в основании песчаных

пластов, столь характерная для флиша в песчаниках свиты Стенли, как правило, отсутствует. Лишь в очень редких случаях наблюдается неравномерная зернистость песчаных прослоев, при этом грубозернистый материал располагается то в основании пласта, то в его кровле. Наличие негативных иероглифов на нижней поверхности песчаных пластов не указывается. Нет основания полагать, что эти образования были просто упущены при описании свиты Стенли, так как в той же работе Хонисса для силурийских отложений приведены очень четкие фотографии иероглифов. Повидимому, в свите Стенли эти образования отсутствуют.

В толще глинистых пород песчаные прослои распределены неравномерно. Наряду с пачками, состоящими из чередования песчаников и сланцев, встречаются горизонты, сложенные преимущественно сланцами, тогда как песчаники занимают подчиненное положение. Они преобладают в вышележащей свите Джекфорк, где мощность массивных пластов песчаников достигает 6—7 м. Изучение песчаников под микроскопом показывает, что в них, наряду с зернами кварца, плагиоклаза, биотита, мусковита и глинистыми сланцами встречаются обломки базальта и других изверженных пород. Обломочные зерна распределены в глинистом серицито-хлоритовом цементе, лишенном карбонатного материала. Такой состав песчаников, характер чередования их со сланцами, а также присутствие среди песчано-глинистых пород прослоев туфов, состоящих из вулканического пепла, и кремнистых пачек, сложенных темными плитчатыми силицитами, далее метаморфизм отложений и наличие среди них многочисленных кварцевых жил позволяют считать, что глинисто-песчаная свита Стенли представляет собою аспидную формацию в типичном своем развитии. С этим выводом вполне вяжется полное отсутствие в рассматриваемой толще горизонтов глыбовых конгломератов.

Хонисс считает, что песчано-глинистые отложения Стенли и Джекфорк возникли за счет разрушения достаточно удаленных обширных участков суши, сложенных изверженными и метаморфическими породами и покрытых растительностью.

Песчано-глинистые отложения сформировались в обширном прогибе и отлагались в мелководье¹ медленно текучими водами. По всей вероятности, это были дельтовые образования.

Аспидная формация намюрского возраста в синклинии Уачита покрывается черными битуминозными глинами Кеней с горизонтами глыбовых включений. Включения эти представлены известняками, кремнями и песчаниками. Размер их варьирует от нескольких сантиметров до 10 м, но встречаются отдельные отторженцы до 100 м длиной. Эльрайч (Ulrich) указывает, что породы глыбовых включений отсутствуют в разрезе палеозойских отложений Уачиты и происходят из иной фациальной зоны. Наиболее близкие по типу отложения выходят в настоящее время в поднятии Арбекль. Среди включений распознаются известняки различных горизонтов ордовика и силура, кремнистые породы девонского возраста, породы нижнекаменноугольного возраста. Все эти обломки заключают большое количество окаменелостей, благодаря чему удастся точно установить их возраст.

Происхождение глыбового горизонта оживленно обсуждалось американскими геологами. Широким распространением пользуется точка зрения ледникового происхождения глыбовых включений. Особенно четко обоснована она Эльрайчем (1927), который приводит для доказательства

¹ Хонисс указывает, что на поверхности песчаников иногда наблюдаются отпечатки капель дождя.

ее прекрасные фотографии обломков кремнистых пород и известняков с отчетливой перекрестной штриховкой¹.

По мнению Эльрайча, глыбовые включения были принесены плавающими льдами с поднятия Арбекль. Этот вывод оспаривает Томлинсон (Tomlinson, 1929), который указывает, что в глинах Кеней в пределах поднятия Арбекль глыбовые включения отсутствуют; вероятнее всего, они были принесены из какой-то иной области поднятий, возможно расположенной к юго-востоку от поднятия Арбекль.

Иначе рассматривает происхождение глыбового горизонта Ватерсхут ван дер Грахт (1931), который считает, что эрратические валуны представляют собою тектоническую брекчию, возникшую во фронтальной части покровов Уачиты.

Выводы ван дер Грахта могли бы представляться убедительными, если принять предположение о том, что вся система Уачиты находится в покрове и под эту систему продолжается поднятие Арбекль. Так как это положение не может считаться обоснованным имеющимся фактическим материалом, то все дальнейшие построения теряют под собою почву, так как глыбовые включения, резко отличающиеся по своему составу от пород, развитых в Уачите, не могут заимствоваться из внутренней части синклинория. Кроме того, как указывает ван дер Грахт, отторженцы в одних случаях включены в перемятые глины, в других случаях глины являются почти ненарушенными, что необъяснимо с точки зрения их тектонического происхождения.

Значительно более обоснованной представляется третья точка зрения (Шатский, 1946), согласно которой глыбовые конгломераты свиты Кеней рассматриваются как экзотические включения типа «клиппенов» или «дикого флиша», возникающие у подножья формирующихся поднятий. Местоположение этих поднятий по имеющимся материалам не устанавливается достаточно четко. Размеры глыбовых включений не допускают предположения об их далеком переносе, а заставляют предполагать, что они произошли за счет разрушения поднятий, ограничивающих платформу с юга, что хорошо видно из анализа площадного распространения глыбовых включений, который дает Сидней Пауэрс (Powers, 1929). Это было поднятие, существовавшее некогда вдоль северного ограничения синклинория Уачиты, перекрытое в настоящее время пенсильванскими отложениями.

Можно полностью согласиться с Ватерсхут ван дер Грахтом (1931) и Н. С. Шатским (1946), которые указывают, что песчано-глинистые угленосные отложения пенсильванского возраста, развитые к северу от Уачиты и в бассейне Ардмор, представляют собою молассовые образования, возникающие на последних стадиях развития геосинклинальных прогибов. Отложения эти, имеющие огромную мощность (свыше 5000 м), характеризуются мелководностью образования, быстрой фациальной изменчивостью по простираению и отсутствием четкой ритмичности песчаных пластов. Все вышеизложенное дает возможность выделить в развитии синклинория Уачиты те же этапы формирования прогиба, которые были установлены нами на Южном Урале в Зилаирском синклинории.

Вслед за образованием кремнистых пород небольшой мощности, выполнявших прогиб, не загружавшийся осадками, в Уачите, так же как и на Урале, возникает мощная терригенная аспидная формация.

¹ Приведенные в работе Эльрайча фотографии этой штриховки, которая наблюдается преимущественно на обломках кремнистых пород, очень мало напоминают ледниковую штриховку. Скорее всего это скульптурные образования на поверхности кремнистых простоев, напоминающие иероглифы.

Следующий этап резкого расчленения рельефа прогиба, связанный с формированием флиша, в Уачите не зафиксирован отчетливо. Здесь он выразился лишь в кратковременном эпизоде, когда происходило образование черных глин Кеней с глыбовыми конгломератами. Именно на этом этапе развития Уачиты при соответствующих условиях мог бы возникнуть типичный флиш, полностью здесь отсутствующий. Заключительные стадии формирования прогиба, связанные с возникновением крупных поднятий в геосинклинальной области, отличались в Уачите длительностью и привели к накоплению мощной серии песчано-глинистых молассовых образований.

Тектоническое положение аспидной формации

Во всех рассмотренных случаях аспидная формация приурочена к геосинклинальным прогибам, расположенным в периферической части геосинклинальной области и непосредственно примыкающим к платформам или краевым антиклинориям, расположенным во внешней части платформы (Башкирский антиклинорий на Урале). Выше указывалось, что такие структуры удобнее всего называть внешними прогибами геосинклинальной области. Именно к таким структурным элементам земной коры относятся все рассмотренные нами примеры.

Повидимому, не менее широко развита аспидная формация в прогибах внутренней части геосинклинальной области, однако развитие здесь песчано-сланцевые толщи не изучены достаточно подробно, чтобы можно было с уверенностью говорить о ее присутствии (восточный склон Урала, Средняя Азия, Рейнские сланцевые горы). Для аспидной формации всех рассмотренных нами примеров характерно региональное распространение динамометаморфизма. Повсеместно глинистые породы аспидной формации превращены в аргиллиты и глинистые сланцы, песчаники плотно сцементированы. Кливаж среди этих пород имеет региональное распространение; в ряде случаев присутствуют кровельные сланцы.

Формы складок аспидной формации обычны для мощных терригенных толщ, выполняющих внешние прогибы геосинклинальной области. Широкое распространение имеют мелкие складки второго порядка, нередко с опрокидыванием в определенном направлении. Встречаются однако зоны, в пределах которых аспидная формация образует крупные спокойные складки. Наиболее характерным примером такого рода складок является Кувалатская синклиналь Зилаирского синклинория (фиг. 8).

Возникновение аспидной формации относится к тем ранним стадиям развития, когда геосинклиналь интенсивно прогибается, а расчленение ее на частные антиклинальные поднятия и синклинальные прогибы второго порядка (интрагеоантиклинали и интрагеосинклинали) еще не резко выражено. Геосинклиналь, в которой происходит накопление песчано-глинистых пород аспидной формации, соответствует широкая уплощенная впадина рельефа; ограничивающие ее поднятия не имеют резкого геоморфологического выражения.

Тектоническая обстановка образования аспидной формации наиболее четко установлена на Кавказе. Для выяснения ее в рассмотренных нами палеозойских прогибах имеются менее полные исходные материалы. Все, что нам известно в отношении истории Зилаирской геосинклинали, подтверждает установленные на Кавказе соотношения.

Внешние прогибы, выполненные аспидной формацией, примыкают к краевым участкам платформы, не перекрытым мощными терригенными толщами. Краевой прогиб платформы на этой стадии развития отсутствует.

Весьма существенно то обстоятельство, что в более поздние стадии развития геосинклиналей аспидная формация никогда не образуется и ее

нет в краевых прогибах. Для возникновения аспидной формации необходимо наличие достаточно подвижного субстрата, непрерывных нисходящих движений в геосинклинали, которые способствуют образованию песчано-глинистых пород значительной мощности. Наличие огромной массы терригенного материала доказывает, вместе с тем, что внутри геосинклинальной области имеются поднятия, за счет размыва которых формируются песчано-глинистые толщи. Так как прослои грубообломочных пород и глыбовые конгломераты в аспидной формации, как правило, отсутствуют, то следует полагать, что рельеф во время образования аспидной формации не был резко расчлененным. Это обстоятельство заставляет допустить непрерывный рост поднятий внутри геосинклинальной области, за счет разрушения которых происходит основная масса терригенного материала.

Во всех рассмотренных примерах местоположение поднятий, с которых происходил снос обломочного материала, не может считаться прочно доказанным даже для областей, относительно которых у нас имеется наиболее полный фактический материал (Южный Урал, Кавказ). Для Южной Башкирии такое поднятие можно предполагать в пределах антиклинория Уралтау, однако мощные отложения аспидной формации на обоих крыльях антиклинория дают возможность допустить здесь область размыва условно.

Для времени образования аспидной формации характерен вулканизм, который выражается в появлении внутри нее пластовых залежей диабазов, порфириров. Непосредственно в прогибах, где накапливаются мощные песчано-глинистые толщи, эти вулканогенные породы не получают широкого развития. Повидимому, значительно более интенсив вулканизм в смежных областях геосинклинальной зоны, вследствие чего в прогибах появляются толщи туфов и пачки яшмовидных силицитов.

Фациальные условия отложения аспидной формации

Условия образования аспидной формации весьма неясны. Для аспидной формации Урала прежде всего нужно отметить исключительно плохую отсортированность материала, присутствие в песчаниках глинистого цемента, наличие пачек, в пределах которых песчаный и глинистый материал совершенно не разделен. Эти особенности, а также присутствие многочисленных обломков пород, не выдерживающих длительного транспортирования, свидетельствуют о значительной скорости седиментации и отсутствии сколько-нибудь значительного переноса в условиях водной среды.

Быстрая фациальная изменчивость отдельных литологических комплексов, замещение по простирацию песчаников глинистыми породами, отсутствие выдержанных маркирующих горизонтов, наличие прослоев, переполненных растительным детритом, и петрографический состав песчаников дают возможность предполагать, что образование аспидной формации происходило в непосредственной близости от суши, сложенной только что поднятыми над уровнем моря вулканогенными породами. Контуры этой суши, повидимому, не были постоянны, и вся палеогеографическая обстановка отличалась значительной подвижностью. Отсутствие глыбовых конгломератов доказывает, что формы рельефа островных поднятий, вокруг которых происходило накопление песчано-глинистых отложений, были существенно иными, чем во время образования флишевых отложений, когда зона седиментации песчано-глинистых пород была ограничена линейно вытянутыми «кордильерами». Это обстоятельство отнюдь не означает, однако, что расчлененный рельеф в то время отсутствовал. Существование наклонов морского дна доказывается наличием складочек сингенетической деформации осадков, которые часто встречаются в прослоях песчаников.

Весьма существенно то обстоятельство, что в тонкозернистых песчаниках и алевролитах повсеместно развита косая слоистость. Тип этой слоистости обычно считается прибрежноморским и связывается с волновыми движениями водной среды. Такая слоистость, встречающаяся не только в аспидной формации, но и во флише, повидимому, может возникнуть не только в относительно мелководных областях, но и в более глубоких участках бассейна¹. Следует подчеркнуть тот факт, что слоистость дельтового типа или диагональная слоистость периодических потоков в аспидной формации отсутствует полностью. Это обстоятельство доказывает, что рассматриваемый тип отложений представляет собой морские образования.

Обращает на себя внимание почти полное отсутствие или необычайно редкое нахождение в породах аспидной формации палеонтологических остатков. В этом отношении аспидная формация весьма сходна с флишем. Повидимому, это обстоятельство объясняется значительной скоростью седиментации обломочного материала.

Если часть осадков аспидной формации накоплялась в прибрежной полосе, то это отнюдь не означает, что вся область ее отложения должна быть причислена к мелководным образованиям. Весьма вероятно, что глубина бассейна варьировала в значительной степени и местами достигала значительной величины.

В эти относительно глубоководные участки происходило периодическое стягивание обломочного материала из прибрежной полосы, благодаря тем же колебательным движениям, вызывающим возмущение водных масс, которое имело место во время отложения флиша. Однако, в отличие от флишевой седиментации, эти движения не приводили к возникновению отчетливой ритмичности, что связано, повидимому, с иным ритмом колебательных движений, возможно, обусловленным большей шириной прогиба.

В те моменты, когда поступление обломочного материала в бассейн замедлялось, в относительно глубоких участках происходило образование тонкоотмученных глинистых и кремнистых илов, а в отдельных случаях — выпадение коллоидного кремнезема, отложившегося в виде кремнистых и яшмовых пачек.

ФЛИШЕВАЯ ФОРМАЦИЯ ЗИЛАЙСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

О п р е д е л е н и е. Флишевой формацией именуются мощные морские толщи равномерного чередования различных пород с ритмичным распределением в них обломочного материала. Характерными спутниками флишевых отложений являются подводно-оползневые горизонты глыбовых конгломератов и, значительно реже, пачки массивных «долменных» песчаных и плитчатых пелитоморфных известняков.

Флишевая формация широко распространена в мезозойских и нижнетретичных отложениях Альпийской геосинклинальной области. Присутствие ее в палеозое установлено лишь в самые последние годы на Урале (Осипова, 1945; Келлер и Пушаровский, 1945). Типом палеозойского флиша мы будем считать отложения среднего и верхнего карбона бассейна р. Сакмары (Южный Урал).

Наиболее типичные флишевые образования в бассейне р. Сакмары развиты в отложениях среднего и верхнего карбона. Вся толща флиша представлена терригенными отложениями — песчаниками более или менее известковистыми, переходящими в песчанистые известняки и аргиллиты.

¹ Подробно этот вопрос разбирается при описании флишевой формации.

Реже во флише встречаются прослой мелкогалечных конгломератов и различных известняков, в той или иной степени обогащенных песчаным материалом, в значительной своей части представленным угловатыми зернами кварца. Меньшим распространением пользуются обломки полевых шпатов и другие минералы, а также разнообразные горные породы, основные эффузивы, сланцы и т. д.

Разнообразные породы флиша чередуются друг с другом, залегая пластами, мощностью от 0.05—0.10 до 1.5—2 м. В этом бесконечном переслаивании устанавливается четкая закономерность, которая заключается в том, что вся толща подразделяется на ряд естественных комплексов; каждый из них начинается наиболее грубозернистыми породами — песчаниками, мелкогалечными конгломератами, песчанистыми известняками — и заканчивается тонкоотмученными аргиллитами. Вслед за Н. Б. Вассовичем такой набор пород, характеризующийся переходом снизу вверх от грубозернистых к тонкозернистым породам, мы будем называть ритмами.

Для того, чтобы составить более ясное представление о характере чередования пород флишевой толщи, приведем два послойных разреза. Один из этих разрезов, составленный к западу от хутора Карайгырского, относится к отложениям среднего карбона. Последовательность при этом наблюдается такая:

1. Мелкогалечные конгломераты, внизу с глинистым, сверху с известковистым цементом. Вверх конгломерат постепенно переходит в известковистый песчаник с разрозненными, более крупными гальками и, наконец, в песчанистый известняк	0.65 м
2. Аргиллиты зеленовато-серые уплотненные	0.35 м
3. Известняк, в основании пласта песчанистый	0.04 м
4. Частое чередование (по 1—1.5 см) мергелей и аргиллитов . .	0.30 м
5. Песчаник известковистый, не постоянный по мощности . .	0.03 м
6. Аргиллиты и мергели	0.25 м
7. Песчаник известковистый	0.08 м
8. Аргиллиты зеленоватые с редкими прослоями окремненных мергелей	1.35 м
9. Мергель известковистый	0.04 м
10. Аргиллиты зеленоватые с редкими прослоями мергелей . .	4.5 м
11. Песчаник известковистый	0.07 м
12. Аргиллиты и окремненные мергели	0.80 м
13. Песчаник известковистый	0.20 м
14. Аргиллиты	0.75 м
15. Мергель песчанистый	0.05 м
16. Аргиллиты	0.80 м
17. Мергель песчанистый	0.03 м
18. Аргиллиты зеленовато-серые	1.10 м
19. Песчаник очень плотный известковистый, грубозернистый в основании	1.20 м
20. Аргиллиты зеленовато-серые	0.9 м
21. Песчаник известковистый	0.07 м
22. Аргиллиты	0.40 м
23. Песчаник известковистый	0.20 м
24. Аргиллит	0.6 м
25. Песчаник мелкозернистый	0.07 м
26. Аргиллит	1.10 м
27. Песчаник грубозернистый в основании	0.85 м

Как видно из приведенного разреза в среднекаменноугольном флише у хутора Карайгырского наряду с четкими ритмами, начинающимися грубозернистыми песчаниками, сменяющимися вверху более тонкозернистыми разностями и, наконец, аргиллитами встречаются глинистые пачки до 3—4 м мощностью, лишенные песчаных прослоев.

Сходная последовательность наблюдается и в верхнекаменноугольной флишевой толще, вскрывающейся возле сел. Канчорова (фиг. 31). Здесь выделяются ритмы различного типа; в одних случаях наблюдается тонкослоистое чередование глинистых и песчаных пород, в других отдельные пласты флишевой толщи имеют большую мощность. Послойный разрез более тонкого переслаивания следующий:

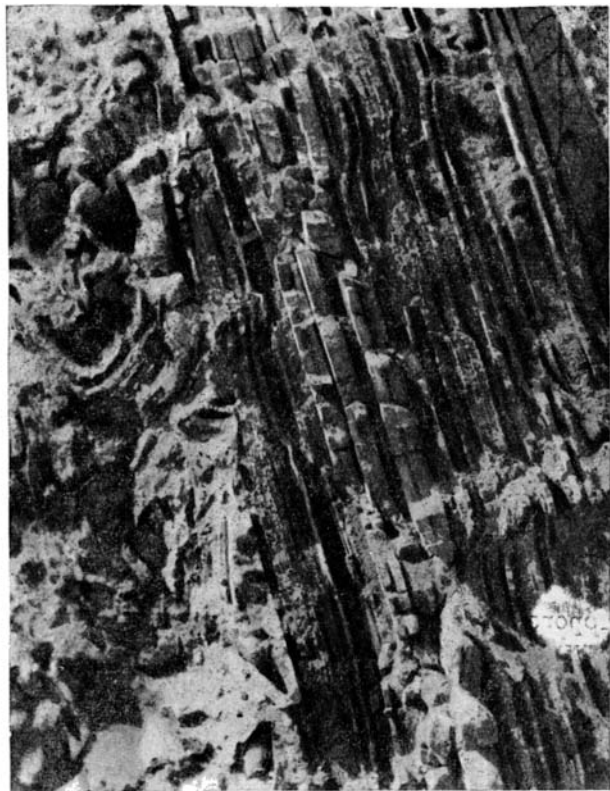
1. Серый плотный песчанистый известняк с бугристой нижней поверхностью	0.3 м
2. Аргиллит темносерый, тонкослоистый	0.3 м
3. Песчаник известковистый	0.01 м
4. Аргиллит	0.2 м
5. Мергель плотный песчанистый	0.01 м
6. Аргиллиты	0.03 м
7. Мергель песчанистый	0.06 м
8. Аргиллиты	0.12 м
9. Мергели	0.005 м
10. Аргиллиты	0.05 м
11. Песчанистый известняк с бугристой нижней поверхностью, наверху волнисто-изогнутый	0.05 м
12. Аргиллиты	0.32 м
13. Известняк песчанистый	0.03 м
14. Аргиллиты	0.08 м
15. Известняк песчанистый	0.01 м

В приведенных разрезах в большинстве случаев присутствуют дву-членные ритмы, которые состоят из первого элемента ритма, представленного обычно песчаниками, реже мелкогалечными конгломератами и аргиллитами, в ряде случаев переслаивающимися с плотными, крепкими окремненными мергелями.

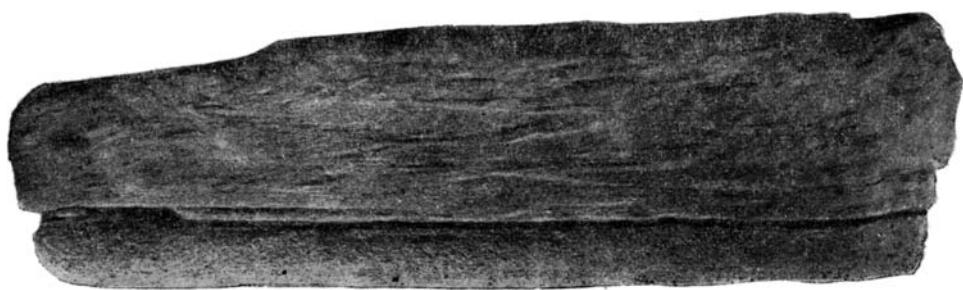
Реже встречаются трехчленные ритмы, в которых выше песчаного пласта залегают мергели, в той или иной степени песчанистые, иногда переполненные растительными остатками. С подстилающими песчаниками эти мергели связаны постепенными переходами и, в свою очередь, вверх постепенно переходят в аргиллиты. Иногда строение ритмов таково, что светлые песчанистые мергели непосредственно залегают на аргиллитах (правобережье р. Ассели).

Песчаники и песчанистые известняки первого элемента ритма в каменноугольном флише построены весьма характерно. Каждый такой пласт с размывом залегает на подстилающих отложениях и наиболее грубозернист в основании (фиг. 32). Кверху обломочный материал становится более тонкозернистым. Нижняя поверхность пластов неровная, бугристая и дает своеобразные скульптурные формы, которые обычно называются иероглифами (фиг. 33). В верхней части пластов породы первого элемента ритма очень часто микрослоисты. Там, где такая микрослоистость существует, отчетливо видно, что в нижней части пласта слоистость горизонтальная, а выше в ряде случаев появляется своеобразная косая слоистость, состоящая из ряда пологих, вложенных друг в друга линз. Как видно из приведенных рисунков, во флише развита косая слоистость того же самого типа, что и в аспидной формации. Эта слоистость связана, повидимому, с волновыми движениями водной среды и считается характерной для прибрежноморских отложений, но, повидимому, может появляться в осадках относительно глубоких впадин.

В ряде случаев в верхах первого элемента ритмов косая слоистость замещается неправильной волнистой слоистостью, переходящей в так называемые складочки сингенетической деформации (фиг. 34), возникновение которых может объясняться диагенетическими изменениями и стеканием незатвердевших плывунов на неровной поверхности морского дна. В плане на верхней поверхности песчаных пластов первого элемента



Фиг. 31. Выходы флиша абзановского горизонта верхнего карбона на левом берегу р. Сакмары. Флишевая толща налегает на глыбовые конгломераты.
Фото В. Н. Павлинова.



0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 см

Фиг. 32. Известковистый песчаник из флишевой толщи абзановского горизонта верхнего карбона у сел. Абзаново по р. Ассели. Фото. В. А. Кузьмина.

ритма эти складочки дают образования, очень сходные со знаками ряби.

Породы первого элемента ритмов каменноугольного флиша включают иногда обломки раковин аммонитов, брахиопод и окатанных фораминифер, в большинстве своем переотложенных из более древних отложений. Очень редко во флишевой толще попадаются аммониты. Один экземпляр представителей этой группы, относящийся, по видимому, к роду *Gastrioceras*, был найден на верхней поверхности песчаного пласта в Карайгырских выходах. Аргиллиты во флишевой толще обычно лишены окаменелостей. Изредка в них встречаются фукоиды — следы роющих червей аннелид, обычно хорошо заметные на верхней поверхности песчаных пластов.

Для ритмов каменноугольного флиша очень характерно изменение карбонатности в пределах каждого из них. Наибольшее количество карбонатов наблюдается в первом элементе ритма. Обычно химические анализы дают здесь невысокое содержание карбонатов, что обусловлено присутствием значительного количества обломочных зерен. Так, например, по Б. М. Келлеру и Ю. М. Пушаровскому (1945), анализ одного из образцов песчаников дал: CaO — 18.74% (CaCO_3 — 33.37%), MgO — 2.68% (MgCO_3 — 5.64%), R_2O_3 — 6.26%.

Естественно, что если бы мы стали анализировать цемент песчаников, удалив крупные зерна, представленные кварцем и обломками кремнистых пород, то сумма карбонатов, равная здесь 39%, возросла бы в несколько раз.

Мергели второго элемента ритма также сильно известковисты. Для иллюстрации приведем данные анализа одного из образцов верхнекаменноугольного флиша: CaO — 20.25% (CaCO_3 — 40.16%), MgO — 11.69% (MgCO_3 — 23.00%), R_2O_3 — 5.5%.

Наиболее низким процентным содержанием карбонатного материала характеризуются аргиллиты третьего элемента ритма. Сумма карбонатов обычно колеблется здесь в пределах 20—22%. Состав этих пород виден из следующего анализа: CaO — 6.8% (CaCO_3 — 12.13%), MgO — 4.28% (MgCO_3 — 8.79%), R_2O_3 — 11.8%.

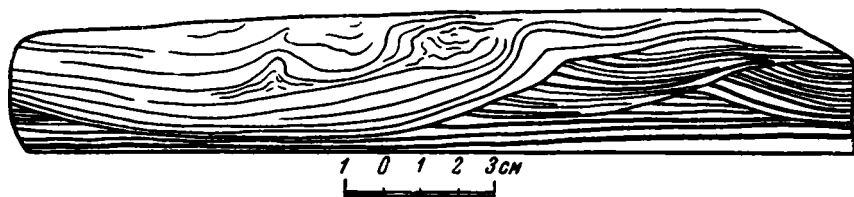
Изменение химического состава пород внутри каждого из элементов ритма весьма незначительно; каждый пласт в этом отношении более или менее однороден.

Флишевые ритмы каменноугольных отложений р. Сакмары по типу своего строения очень сходны с верхнемеловой (кампанской) флишевой толщей Шура-Абадского района, описанной в работе Н. В. Вассоевича, которая также характеризуется резким уменьшением карбонатности в верхней части ритма. Тип отложений здесь тот же самый и наиболее существенные различия заключаются лишь в особенностях строения, связанных с жизнедеятельностью организмов, которые, очевидно, в меловых отложениях были представлены другими формами. В связи с этим иную форму имеют в верхнемеловых отложениях пероглифы на нижней поверхности песчаных пластов; несколько иначе выглядят и фукоиды.

В отношении выдержанности флишевых ритмов каменноугольного возраста мы не располагаем достаточно полными данными, так как в условиях уральской обнаженности проводить такие наблюдения можно лишь в исключительных случаях. Точные данные корреляции трех разрезов были получены лишь при изучении разрезов среднего карбона к западу от хутора Карайгырского. В трех выходах, расположенных друг от друга на расстоянии 750 и 250 м по простиранию, вскрывается одна и та же пачка. Во всех выходах среди песчано-глинистых пород флиша выделяется пласт мелкогалечного конгломерата, переходящего вверх в песчаник, мощностью до 1.5 м. Этот маркирующий пласт является исходным для сопоставления вышележащих отложений, которое дано на



Фиг. 33. Нижняя поверхность пластов песчаника. Флишевая толща абзановского горизонта верхнего карбона у сел. Канчерово. Уменьшено в 4 раза. Фото В.А. Кузьмина.



Фиг. 34. Косая слоистость и следы подводного оплывания мелкозернистого песчаника. Флишевая толща абзановского горизонта верхнего карбона у сел. Канчерово.

прилагаемом графике, построенном по тому типу, который был принят Н. Б. Вассоевичем (1939, 1948) для корреляции флишевых отложений (фиг. 35).

При таком изображении по оси ординат через равные интервалы отложены пласты флишевой толщи. Мощность пластов откладывается в определенном масштабе по оси абсцисс справа для песчаников или других пород первого элемента ритма, слева для аргиллитов. Этим способом достигается исключительная наглядность, позволяющая легко сопоставлять сравниваемые разрезы. Рассмотрение графика, составленного для уральского флиша, показывает, что обычно пласты песчаников первого элемента ритма не выдерживаются по простиранию, а наиболее значительные прослои песчаников существенно изменяются в мощности.

Характер изменения по простиранию пластов первого элемента ритма представляет исключительный интерес. Оказывается, что в обычном случае исчезновение отдельных ритмов в ряде случаев происходит не путем срезания их в результате трансгрессивного залегания вышележащих пластов, что пытался установить Н. Б. Вассоевич для мезозойского флиша Кавказа, но путем сдвигания отдельных ритмов и отмирания их внутри первого элемента. Такое расщепление пластов с появлением нового ритма внутри флишевой толщи изображено в работе Б. М. Келлера и Ю. М. Пущаровского (1945).

Как ведут себя по простиранию флишевые ритмы верхнекаменноугольного флиша — неизвестно, так как в пределах площади их распространения не удалось подобрать разрезы для точного их сопоставления. В отдельных обнажениях пласты флишевой толщи непрерывно протягиваются на несколько метров; выклинивание отдельных прослоев на столь малом отрезке не было установлено.

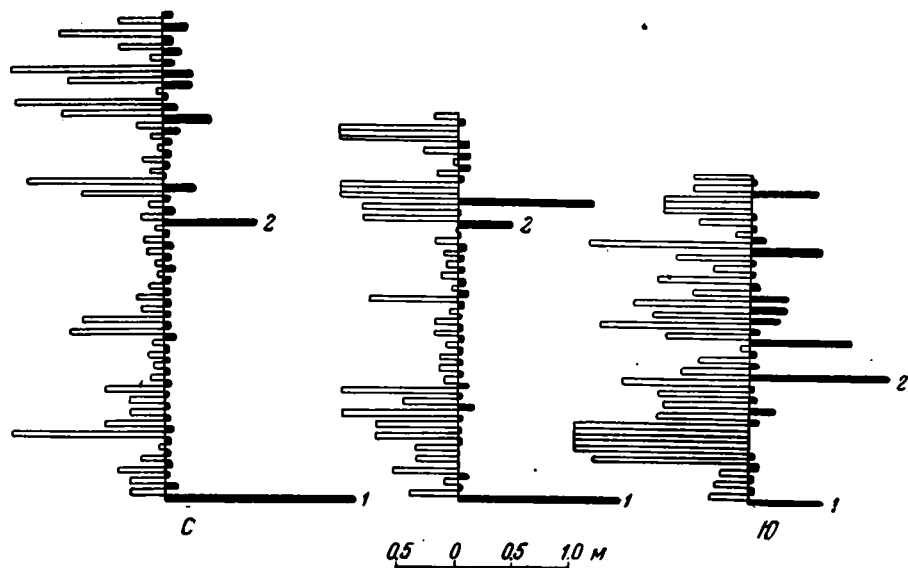
Широкое распространение во флишевых отложениях среднего и верхнего карбона бассейна р. Сакмары имеют глыбовые брекчии, прекрасное описание которых дано в последнее время А. А. Богдановым (1946).

В отложениях верхнекаменноугольного флиша, хорошо вскрытых у сел. Канчерова, основная масса брекчий представлена сложно перематыми, иногда бесструктурными глинами с отдельными участками песчано-глинистых пород, сходных по своему типу со вмещающими отложениями флиша (фиг. 36). Эти образования переполнены различного размера включениями, чуждыми окружающим флишевым образованиям. В огромном количестве здесь встречаются окатанные кремнистые и яшмовые гальки, реже обломки метаморфических сланцев и других пород древнего палеозоя и девона, развитых в области антиклинория Урал-тау. Однако преобладающее значение среди включений принадлежит каменноугольным известнякам. Размер этих известняковых включений различен. Наряду с мелкими гальками встречаются крупные валуны в несколько метров длиной. Обычно известняковые включения угловаты, некоторые из них субангулярны со слегка сглаженными краями.

Наконец, как исключение, встречаются крупные отторженцы, длиной свыше 30 м, представленные известняковыми конгломератами. Одна из таких глыб, вскрытая к востоку от сел. Канчерова, изображена в работе А. А. Богданова (1946, стр. 93).

Как видно из разреза, составленного В. Е. Руженцевым (см. стр. 61), мощность горизонтов глыбовых конгломератов верхнего карбона достигает 100—150 м.

Очень сходны с верхнекаменноугольными брекчии, развитые в отложениях среднего карбона, вскрытых у хутора Карайгырского. А. А. Богданов (1946), изучавший эти образования, установил, что и «в этом районе удастся наблюдать некоторую связь между бесструктурными глинами,



Фиг. 35. Сопоставление разрезов флишевых отложений среднего карбона, вскрытых по правому берегу р. Сакмары у хутора Карайгырского. По оси ординат через равные интервалы нанесены пласты аргиллитов и песчаников, чередующихся во флишевой толще. Мощности пластов даны соответственно приложенному масштабу, по оси абсцисс. Пласты песчаников отложены направо, пласты аргиллитов—налево от оси ординат. Из графиков видно, что наиболее мощные пласты (1, 2) прослеживаются по всем трем выходам; менее мощные пласты не выдержаны. Сближение пластов 1 и 2 объясняется выклиниванием ряда пластов и уменьшением их количества.



Фиг. 36. Выходы глыбовых конгломератов верхнего карбона по правобережью р. Сакмары у сел. Канчерово. Фото В. Н. Павлинова.

составляющими основную цементирующую массу горизонтов брекчий, и нормально слоистыми породами флишевой толщи».

«Пачки песчаников, образующие первые элементы флишевых ритмов, имеют различное строение в своих верхних и нижних частях. В верхней половине пластов они обычно достаточно хорошо сортированы и мелкозернисты; в нижней—более грубозернисты и переходят в мелкогалечные конгломераты».

«Один из наиболее мощных пластов песчаников (мощность 2 м¹), выходящий к западу от разъезда Карайгыр, обнаруживает оригинальное строение своей нижней части. Постепенно становясь более грубозернистым к низам и приобретая пудинговую структуру, вследствие вкрапления мелких галек, он переходит вблизи подошвы в лишенный следов слоистости конгломерат с песчано-глинистым цементом, по внешнему виду совершенно неотличимый от некоторых разностей уплотненных бесструктурных глин. В другом выходе пласт такого рыхлого конгломерата и бесструктурных глин совершенно отчетливо занимает начальное положение во флишевом ритме».

Пласт песчаника первого элемента ритма мощностью около 1 м подстилается здесь двухметровым пластом глинистой брекчий, «основная масса которой состоит из серого бесструктурного глинистого материала и перемежаемых слоистых серых глин. В нижней части этого пласта² породы более однородны и рыхлы по составу, в верхней — более плотны и разнородны. Огромное количество кремневых и кварцевых галек, в среднем имеющих размеры в 0.5—2 см, переполняют глинистую массу и придают ей конгломератовидный характер.

В плотную конгломератовую массу в верхней части вмяты катуны и обрывки серых слоистых и рыхлых бесструктурных глин, нашпигованных мелкой галькой».

«Сопоставление конгломератовидных пород из брекчий и нижней части слоя «а» не оставляет сомнения в том, что они представляют однотипные образования, обладающие различной формой захоронения благодаря вторичным процессам». Этот вывод А. А. Богданова хорошо подтверждается фотографиями шлифованных поверхностей брекчий, помещенных в его работе.

Очень интересные результаты дает изучение состава глинистой массы брекчий. По данным А. А. Богданова, результаты механических анализов тяжелой фракции, составляющей 0.21% от веса исследованного образца, из которого были извлечены наиболее крупные обломки, показывают резкое возрастание тонких фракций (0.01 мм), которое достигает 70%. По мнению А. А. Богданова, это указывает на быстрый процесс и спокойную обстановку седиментации ила, превращенного в последующем в глинистую массу брекчий.

«Тяжелая фракция состоит преимущественно из красновато-бурых осколков зерен пикотита (около 50%) и рудных минералов: магнетита, лимонита, ильменита и других (около 26%). В достаточно большом количестве встречаются также хлорит (8%), гранат (5.7%) и циркон (4.7%), реже сульфаты (2.4%), биотит (1.7%), роговая обманка (0.8%), турмалин и рутил. Хлорит большей частью представляет собою продукт изменения роговых обманок, сохранившиеся зерна последних сильно хлоритизированы и частично кальцитизированы. Пластинки слюд также сильно разрушены и покрыты с поверхности железистыми корками.

¹ Это — маркирующий пласт («а»), присутствие которого позволяет провести корреляцию трех Карайгырских выходов (на фиг. 35 он обозначен цифрой 1)

² Слой «а» А. А. Богданова.

«Форма и сохранность зерен большей части минералов, входящих в состав тяжелой фракции, указывают на энергичное развитие процессов выветривания, которому они подвергались до момента отложения, и на отсутствие следов механического размывания пород, составными частями которых они первоначально являлись. Отсюда, естественно, можно сделать заключение об отсутствии связи процессов образования глинистых брекчий с ледниковой деятельностью. При этом следует напомнить, что типичные моренные глины, как правило, характеризуются хорошей сохранностью таких минералов, как слюды и роговые обманки».

Такое заключение А. А. Богданова подтверждает вывод Б. М. Келлера и Ю. М. Пущаровского (1945) о том, что ледники в образовании глыбовых брекчий не участвовали. Вывод этот был сделан на основе изучения пространственного изменения состава включений вкрест простирания передового прогиба. Эти данные подробно изложены при описании истории развития Зилаирского синклинория и мы не будем сейчас на них останавливаться. Они подтверждают то положение, что «Глыбовые брекчии бассейна р. Сакмары несколько не отличаются от горизонтов с включениями, повсеместно встречающихся в меловых и палеогеновых отложениях Кавказа. Образования эти следует рассматривать как подводно-оползневые массы — своеобразную «фацию подножий» поднятий, окаймлявших флишевый прогиб» (Келлер и Пущаровский, 1945, стр. 85).

Другие примеры флишевой формации в палеозое

Выше указывалось, что большинство литературных сведений о нахождении флиша в отложениях палеозойского возраста основано на слишком широком понимании объема флишевой формации (Gignoux, 1936; Попов, 1938 и др.). Многие песчано-глинистые толщи, которые различными авторами относятся к флишу, представляют собою либо аспидную формацию (Средняя Азия, Уачита); либо различного типа толщи, состоящие из чередования песчаников и сланцев, лишенные характерной флишевой ритмичности.

Отложения среднего и верхнего карбона в Зилаирском синклинории являются пока единственным примером типичного флиша палеозойского возраста во внешних прогибах геосинклинальной области. Среди песчано-глинистых отложений верхнего палеозоя, развитых в краевых прогибах, присутствуют толщи, весьма сходные с флишем, предшествующие здесь молассам или угленосным отложениям. Из них наиболее четкой флишевой ритмичностью обладают нижнепермские песчано-глинистые толщи Юрезанско-Айской впадины на Южном Урале, вследствие чего их можно считать флишевой формацией. Отличие этих толщ от типичного флиша заключается в более простом их строении (простые двучленные ритмы), нахождении фауны и многочисленных растительных остатков, отсутствии глыбовых конгломератов среди песчано-глинистых пород.

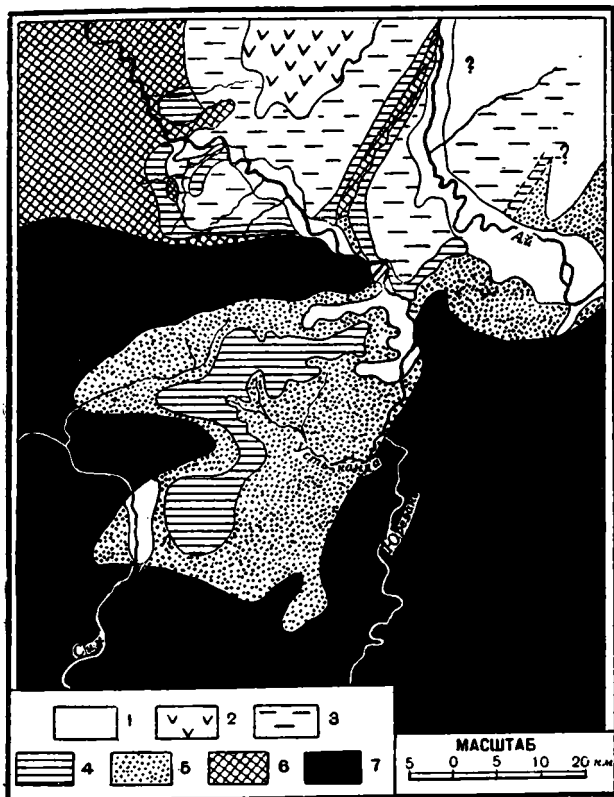
Ниже перейдем к рассмотрению конкретных примеров этих отложений.

Флишевая формация Юрезанско-Айской впадины

Присутствие флишевых отложений в области северного погружения структур Башкирского антиклинория установлено в последнее время А. И. Осиповой (1945). Благодаря детальным работам А. И. Осиповой (1946) и С. В. Максимовой (1946), развитые в этой области флишевые отложения сакмарского яруса нижней перми могут считаться наиболее основательно и полно изученными образованиями среди отложений палеозойского флиша.

Площадное распространение флишевых отложений р. Юрезани пока-

зано на фиг. 37. Из этой схемы видно, что интересующие нас толщи широко развиты в пределах обширной Симской мульды, расположенной между куполовидными поднятиями каратауского комплекса, сложенными докембрием, древним палеозоем, девонскими и каменноугольными отложениями. Полоса флишевых отложений, развитая по западному бор-



Фиг. 37. Геологическая схема среднего течения р. Юрезани по А. И. Осиповой (упрощена).

1 — четвертичные отложения; 2 — кунгурский ярус; 3 — терригенная толща верхов артинского яруса; 4 — битуминозные мергели артинского яруса; 5 — терригенная толща низов артинского яруса, сакмарского яруса, включающего флишевые образования, и верхнего карбона; 6 — известняки артинского яруса, сакмарского яруса и верхнего карбона; 7 — отложения древнее верхнего карбона.

рачева, месягутувские фации сакмарского яруса широко развиты по левобережью р. Юрезани, далее к западу они сменяются известняковыми толщами; по внешнему краю распространения этой известняковой полосы развиты рифовые массивы, строение которых рассматривалось в работах целого ряда исследователей.

Стратиграфия палеозойских отложений Каратауского комплекса, подстилающих терригенные толщи, в составе которых присутствуют флишевые образования, с небольшими изменениями выдерживается на обширных площадях. На отложениях докембрия и древнего палеозоя¹, почти лишенных определенных палеонтологических остатков,

ту Симской мульды, на крыле крупной Сулеймановской брахиантиклинали протягивается на север, в бассейн р. Ай, оконтуривая северное погружение этой структуры; дальнейшее ее продолжение не вполне ясно. По р. Юрезани эта полоса сближается с выходами флишевых комплексов сакмарского яруса на противоположном крыле Симской мульды. Северо-западнее флишевые толщи не протягиваются; в сводовой части Месягутувской антиклинали выведены на дневную поверхность отложения сакмарского яруса, представленные песчано-глинистыми толщами относительно небольшой мощности; ряд горизонтов выпадает здесь из разреза, и отложения типичного флиша отсутствуют. Таким образом, в пределах Месягутувской антиклинали можно наблюдать естественное западное ограничение флишевых комплексов. Судя по данным Н. Г. Чочия и С. М. Дом-

¹ Зильмердакская, катавская, илзерская, миньярская и ашинская свиты.

с размывом и местами с угловым несогласием, располагается толща известняков среднего и верхнего девона с базальным горизонтом жерновых кварцевых песчаников в основании. Выше следуют известняки нижнего и среднего карбона. Общая мощность девонских и каменноугольных известняков, представленных образованиями того же типа, что и в прилегающих частях Русской платформы, колеблется в пределах 800—1500 м.

Строение вышележащих терригенных толщ верхнего карбона, а также сакмарского и артинского ярусов нижней перми, наиболее подробно изученных в бассейне р. Юрезани, по данным Г. А. Дмитриева и В. Д. Наливкина, А. И. Осиповой (1946) и С. В. Максимовой (1946), представляется в следующем виде.

На темных зернистых битуминозных известняках с хориститами здесь залегают:

- | | | |
|--------------|---|-------|
| C_3^1 | 1. Кремнистые темные известняки, переслаивающиеся с черными кремнистыми и глинистыми сланцами с мелкими брахиоподами (<i>Spirifer</i> , <i>Productus</i>). Выше следуют плотные коричневатые известняки с кремневыми гороховидными конкрециями | 100 м |
| C_3^0 | 2. Серые и желтовато-серые известковистые глины с прослоями тонкозернистых песчаников, мергелей и органогенно-обломочных известняков. Вверху располагается глинистый прослой (2,6 м), переполненный мелкими известняковыми гальками. Толща залегает трансгрессивно, переходя местами непосредственно на среднекаменноугольные отложения. В органогенно-обломочных известняках содержатся тритичиты (<i>Triticites arcticus</i> Schellwien и др.), свидетельствующие о верхнекаменноугольном возрасте вмещающих отложений.
Мощность толщи. | 250 м |
| P_1^{S1} | 3. Темносерые известковистые глины с прослоями тонкослоистых глин, тонкозернистых песчаников и органогенно-обломочных и шламовых известняков. По своему составу рассматриваемая пачка очень сходна с подстилающими образованиями верхнего карбона, но содержит иной комплекс фораминифер, свойственный низам сакмарского яруса (<i>Pseudofusulina</i> ex gr. <i>krotovi</i> Schellwien, <i>Schwagerina</i> ex gr. <i>robusta</i> Meek.). Наряду с ними встречаются аммониты, также характерные для нижних горизонтов сакмарского яруса. Среди них следует упомянуть <i>Eoasianites trapezoidalis</i> Max., <i>Neopronorites magnus</i> Max., <i>Artinskia nalivkini</i> Ruzh. Местами отложения с перечисленными окаменелостями трансгрессивно располагаются на кремнистой пачке верхнего карбона.
Общая мощность пачки | 300 м |
| P_1^{S1-a} | 4. Стально-серые афанитовые, битуминозные известняки с редкими прослоями и линзами органогенно-обломочных известняков с <i>Schwagerina</i> ex gr. <i>moelleri</i> Rauser, <i>Rugosofusulina</i> sp. div., <i>Pseudofusulina uralica</i> Krot. var. <i>parva</i> Bel. и другими видами | 300 м |
| P_1^{S2} | 5. Флишевая толща, состоящая из ритмично чередующихся слоев серых песчанистых алевролитов и песчаников с известковистыми глинами. Изредка встречаются прослои мергелей и органогенно-обломочных известняков. В глинах содержатся карбонатные конкреции с аммонитами. Среди них С. В. Максимовой определены <i>Neopronorites magnus</i> Max., <i>Sakmarites postcarbonarius</i> (Karg.), <i>Synartinskia</i> ex gr. <i>principalis</i> Ruzh., <i>Propanoceras</i> cf. <i>incallidum</i> Ruzh., <i>Agathiceras asselicum</i> Ruzh. и другие виды. В прослое органогенно-обломочного известняка в основании толщи встречены <i>Pseudofusulina</i> cf. <i>moelleri</i> Schellwien, <i>Ps. decurta</i> Korj., а в верхней трети толщи — <i>Pseudofusulina verneuili</i> Moeller и ее варианты.
Мощность флишевой толщи равна | 850 м |

Р₁^а

6. Битуминовые мергели и органогенно-обломочные известняки, переходящие вверх в толщу глин с тонкими прослоями алевролитов и мергелей. В основании толщи (нижние 40 м) в битуминозных мергелях содержатся многочисленные известняковые гальки. В известняках и мергелях присутствуют *Pseudofusulina urdalensis* Rauser и большое число переотложенных видов из верхнекаменноугольных и сакмарских отложений.

Общая мощность толщи

80 м

Р₁^а

7. Серые карбонатные глины с частыми прослоями и линзами маломощных карбонатных мелкозернистых песчаников и песчаных мергелей. Вверху располагаются три прослоя темных битуминозных мергелей. В толще присутствуют фораминиферы (*Pseudofusulina* cf. *lutugini* Schellwien, *Ps.* cf. *schellwieni* Viss., *Ps.* cf. *juresanensis* Rauser и аммониты *Neopronorites permicus* Tschern., *Daraelites elegans* Tschern., *Poranoceras tschernovi* Мах. и др.)

150 м

Выше следует мощная терригенная артинская толща (свыше 1000 м), представленная разнозернистыми песчаниками, глинами и мергелями с подчиненными прослоями известняков и известняковых брекчий. С. В. Максимовой эта толща разделена на пять пачек; самая верхняя из них гипсоносна. Покрывается рассматриваемая терригенная толща дырчатыми брекчиевидными известняками основания кунгурского яруса.

Приведенный разрез терригенных отложений бассейна р. Юрезани довольно хорошо сопоставляется с одновозрастными образованиями Зилаирского синклинория. Кремнистая пачка верхнего карбона (сл. 1), повидимому, отвечает абзановскому горизонту бассейна р. Сакмары. Слой 2 соответствует зяанчуринскому и оренбургскому горизонтам. Так же как и в Зилаирском синклинории, граница каменноугольных и нижнепермских отложений не выражена четко в изменении литологического состава пород. В основании сакмарского яруса по р. Юрезани также располагается терригенная пачка ассельского горизонта (сл. 3), очень сходная с подстилающими породами оренбургского горизонта. Очень отчетливо выделяется в бассейне р. Юрезани толща курмаинских известняков сакмарского яруса, представленная характерными плитчатыми битуминозными известняками с подчиненными прослоями органогенно-обломочных известняков. В бассейне р. Сакмары курмаинские известняки содержат в нижней своей части швагерин; верхняя их часть на основании присутствия *Pseudofusulina moelleri* Schellwien и *Ps. verneuili* Rauser относится к тастубскому горизонту Д. М. Раузер-Черноусовой. В бассейне р. Юрезани палеонтологическая характеристика курмаинских известняков более скудная. До сих пор в них были найдены лишь фораминиферы, свойственные тингскому (швагериновому) горизонту. Возможно, что последующие работы дадут основание выделить и здесь в верхах известняковой толщи тастубский комплекс фораминифер.

Флишевая толща, покрывающая курмаинские известняки (сл. 4), повидимому, соответствует нижней части касмарского горизонта Зилаирского синклинория. В ней присутствуют аммониты, характерные для верхней части сакмарского яруса. Кроме них встречаются редкие *Pseudofusulina verneuili* Moeller и *Ps. moelleri* Schellwien. Последняя форма может находиться во вторичном залегании, и тогда возраст флишевой толщи юрезанского разреза может рассматриваться как отвечающий самым низам стерлитамакского горизонта (слои с *Ps. verneuili* Moeller).

Верхи стерлитамакского горизонта, отвечающие верхней части касмарских отложений В. Е. Руженцева, как по р. Юрезани (сл. 5), так и в бассейне р. Сакмары характеризуются присутствием битуминозных мер-

гелей. Отличительной особенностью Юрезанского разреза является широкое распространение битуминозных мергелей также и в нижней части артинского яруса (тазларовский горизонт бассейна р. Сакмары).

Сопоставление разрезов показывает, что флишевая толща р. Юрезани в значительной своей части соответствует по возрасту нижней части стерлитамакского горизонта, который в бассейне р. Сакмары представлен песчано-глинистыми образованиями молассового типа. Такое соотношение лишь раз подтверждает то положение, что терригенные толщи двух областей формировались в разобщенных прогибах; каждый из них имел свои специфические особенности осадконакопления.

Особенности строения флишевой толщи сакмарского яруса Юрезанско-Айской впадины подробно описаны в работах А. И. Осиповой (1945, 1946) и С. В. Максимовой (1946). По данным названных геологов в сложении флишевой толщи принимают участие следующие породы:

1. Глины, представляющие собой уплотненные тонкозернистые глинистые породы, известковистые, с большим количеством растительного детрита. В глинах содержатся карбонатные конкреции.

2. Тонкозернистые песчаники или песчанистые алевролиты с известковистым цементом. Породы обычно серого цвета, при выветривании принимают вид «перечных» песчаников. Встречаются растительные остатки (стволы, листья) и обломки аммонитов.

3. Тонкозернистые песчаники (песчанистые алевролиты), синевато-серые, плотные, звонкие при ударе молотком. Растительные остатки встречаются редко.

4. Алевролиты глинистые с большим количеством растительного детрита.

Химический состав всех этих пород довольно однообразен, что видно из следующих анализов (Осипова, 1946).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Пот. при прок.	Влага гигр.	Сумма
Глины	46.22	12.8	6.94	12.74	4.22	13.46	3.09	99.50
Глинистые алевролиты	48.11	13.55	5.31	13.77	4.36	13.48	1.89	100.7
Тонкозернистые песчаники	45.56	10.66	6.38	18.00	3.42	13.88	2.34	100.24

Механические анализы, приведенные в работе А. И. Осиповой, свидетельствуют о незначительной отсортированности осадков, что видно из следующей таблицы.

Типы пород	Нераств. остат.	Фракции в % к нераств. остатку			Число анализов
		> 0.1 мм	0.1—0.01 мм	< 0.01 мм	
Тонкозернистый песчаник (1 элемент ритма)	57.30	30.19	52.17	17.64	4
Алевролит глинистый (2 элемент ритма) .	59.18	7.68	64.96	27.36	4
Глина	56.88	1.05	55.09	43.86	10

Микроскопическое изучение пород, по данным А. И. Осиповой, свидетельствует о том, что тонкозернистые песчаники и песчанистые алевро-

ролиты представляют собою типичные полимиктовые породы. Они состоят из зерен полевых шпатов (преимущественно ортоклаза), обломков эффузивных и кремнистых пород, метаморфических сланцев и известняков. Подчиненное значение имеют зерна кварца, минералы группы хлорита и роговая обманка. Все эти зерна угловаты или полуокатаны и скреплены мелкозернистым, карбонатным цементом.

В флишевой толще перечисленные породы образуют правильно построенные трехчленные ритмы. Каждый из них начинается тонкозернистыми песчаниками (2-й, реже 3-й тип), которые в основании всегда более грубозернисты и плотны, сверху становятся более тонкозернистыми по составу и постепенно переходят в глинистые алевролиты и, наконец, в глины.

В основании песчаных пластов наблюдается легкий размыв; на нижней поверхности их присутствуют отчетливые иероглифы, которые представляют собою разнообразные углубления и выпуклости, слабоизогнутые валики, натечные образования и т. д. Некоторые из этих иероглифов напоминают иногда рябь течений.

А. И. Осипова считает, что знаки ряби в виде узких параллельных гребешков в ряде случаев встречаются внутри слоев песчанистых алевролитов на плоскостях их напластования. Не вполне ясно, как эти формы сочетаются со складочками сингенетической деформации, которые наблюдались А. И. Осиповой лишь в единичных случаях, но во флишевых толщах распространены повсеместно.

Трехчленная ритмичность юрезанского флиша, при которой первый элемент ритма представлен тонкозернистым песчаником, второй элемент ритма состоит из глинистого алевролита и третий складывается известковистыми глинами, хорошо видна из следующего послойного разреза, приведенного в работе А. И. Осиповой (ритмы пронумерованы римскими цифрами).

I.	1. Песчаник тонкозернистый, известковистый голубовато-серый, плотный	0.07 м
	2. Алевролит глинистый мелкоплитчатый	0.15 м
	3. Серая известковистая глина с мелкими растительными остатками	0.5 м
II.	4. Песчаник известковистый с неровной нижней поверхностью и включениями окатанных глинистых галек. Встречаются крупные растительные остатки и обломки аммонитов	0.10—0.15 м
	5. Алевролит песчанистый, сверху глинистый	0.62 м
	6. Глина известковистая	0.23 м
III.	7. Песчаник тонкозернистый, известковистый плотный, звонкий при ударе	0.17 м
	8. Алевролит глинистый с мелкими растительными остатками	0.30 м
	9. Глина известковистая	0.40 м
IV.	10. Алевролит глинистый известковистый	0.25 м
	11. Глина серая известковистая	0.10 м

Из этого разреза видно, что некоторые ритмы (IV) могут быть неполными — в них выпадает из разреза первый элемент. В редких случаях первый элемент ритма может замещаться органогенно-обломочными известняками, а второй и третий — мергелями. Эти породы в юрезанском флише встречаются как исключение.

Большой интерес представляет палеонтологическая характеристика юрезанского флиша, которая детально изучена С. В. Максимовой. Прежде всего устанавливается, что остатки организмов (кроме растительного детрита) во флише встречаются очень редко. В толще мощностью 260 м, дающей по р. Юрезани непрерывный разрез, насчитывается 386 слоев; только в 36 из них суммарной мощностью 7 м присутствует фауна. Таким образом, подавляющая часть толщи (253 м из 260) лишена ископаемых;

там, где они присутствуют, это преимущественно планктонные формы, аммониты, наутилоиды, реже представители бентоса (мелкие пелециподы). В мелкозернистых песчаниках аммониты представлены преимущественно обломками жилых камер. С. В. Максимова считает, что формирование этих танатоценозов обусловлено деятельностью течений. Здесь встречаются представители родов *Agathiceras*, *Neopronorites*, *Popanoceras* и крупные гастроператиды (*Metalegoceras*, *Uraloceras*), достигающие 12—15 см диаметром. В глинистых алевролитах и глинах второго и третьего элементов ритма и в содержащихся в них карбонатных конкрециях сохранность раковин значительно лучше. В этих породах встречено 6 видов аммонитов: *Agathiceras asselicum* R u z h., *Sakmarites postcarbonarius* (К а г р.), *Propopanoceras* cf. *incallidum* R u z h., *Neopronorites magnus* М а х, *Synartinskia principalis* R u z h., *Metalegoceras* cf. *distale* R u z h., два вида наутилоидей (*Orthoceras* sp.) и три вида пелеципод (*Pecten sericeus* V e r n., *Cyrtodonta* cf. *bakewellioides* Y a k o v l., *Liebea* sp.).

В комплексе аммонитов каждый вид представлен особями различного возраста. Преобладают особи небольших размеров. Основное значение в этом комплексе имеют немногие виды. Преобладает *Agathiceras asselicum* R u z h., составляющий 55.7% всего сообщества и найденный в количестве 200 экз. Вместе с *Sakmarites postcarbonarius* (К а г р.) он составляет 76% всего сообщества. Остальные 4 вида встречаются редко.

На основании такого состава сообщества аммонитов, в котором немногие виды встречаются в огромном числе экземпляров, С. В. Максимова предполагает, что условия существования организмов значительно уклонялись от нормальных и были неблагоприятны для процветания большинства аммонитов. Среди них выживали лишь наиболее приспособленные формы, которые, не имея конкурентов в борьбе за существование, широко распространялись в бассейне. Из таких ненормальных условий внешней среды С. В. Максимова указывает на возможное опреснение бассейна, что является маловероятным, и на значительную скорость выпадения осадков, которая препятствовала развитию бентоса.

Глыбовые конгломераты, столь характерные для флишевой формации, среди песчано-глинистых пород юрезанского флиша не встречаются, но широко распространены в подстилающих и покрывающих отложениях.

Из приведенного разреза видно, что по р. Юрезина на западном крыле Сулеймановской антиклинали флишевая толща сакмарского яруса подстилается толщей плитчатых битуминозных известняков около 300 м мощностью. Южнее по р. Сим эти известняки замещаются своеобразными брекчиями, которые описаны Г. А. Дмитриевым и В. Д. Наливкиным под названием брекчии Доменной горы. Брекчия эта состоит из неокатанных обломков и глыб до 35—40 м в поперечнике, которые располагаются в известняковой толще. Г. А. Дмитриев и В. Д. Наливкин указывают: «Многие из таких глыб окружены мелкообломочной брекчией с обломками величиной в 5—10 см. Состав брекчии различен, но в основном отвечает породам, находящимся в непосредственной близости от брекчии и залегающим стратиграфически ниже. Среди обломков преобладают серые и коричневатые известняки с фауной башкирских слоев. Распределение обломков в цементе брекчии неравномерно... Материал брекчии не сортирован, большие и меньшие обломки перемешаны между собою. Цемент брекчии состоит из мелкокристаллического крепкого кремнистого неслоистого известняка серовато-коричневатого цвета. Мощность брекчии непостоянна и довольно быстро изменяется. Наибольшая мощность 250—300 м, к северу брекчия совсем выклинивается». Такие же брекчии, относящиеся по возрасту к тому же стратиграфическому горизонту, развиты также по правому берегу р. Сим, ниже станции Симской.

На брекчии Доменной горы располагается флишевая толща, синхроничная юрезанскому флишу Сакмарского яруса. В ней Г. А. Дмитриевым и В. Д. Наливкиным собраны аммониты, определенные С. В. Максимовой как *Sakmarites postcarbonarius* (K a r p.), *Proschumardites sakmarae* R u z h., *Propopanoceras* cf. *incallidum* R u z h., *Synartinskia* cf. *principalis* R u z h. Стратиграфическое положение брекчии и нахождение в ней известняков с швагеринами позволяет отнести ее к курмаинскому горизонту и сопоставлять с известняковой толщей юрезанского разреза.

Д. В. Наливкин считал наиболее вероятным предположение о мариноглациальном происхождении брекчии Доменной горы, но не исключал возможности ее образования «путем подводных обвалов и оползней, аналогичных обвалам и оползням, наблюдавшимся во время землетрясения в Японии в 1923 г.». Эта вторая точка зрения, повидимому, наиболее правдоподобная, принимается Н. С. Шатским, рассматривающим брекчию как типичный «горизонт с включениями», образование которого связано с оползнями и обвалами, возникавшими на крутых склонах во время формирования структур Каратауского комплекса, окружавших Симскую муьду.

Подводно-оползневые образования и горизонты с включениями развиты также по р. Юрезани в отложениях, непосредственно покрывающих флишевую толщу сакмарского яруса. Они описаны в работе Г. А. Дмитриева и В. Д. Наливкина и особенно подробно А. И. Осиповой, которая указывает, что у устья р. Урдали битуминозные мергели с включениями известняковых галек и глин покрываются плотными битуминозными окремненными мергелями, смятыми подводными оползнями. К северо-востоку от сел. Ахунова, в пределах Месягутовской антиклинали, мергели с обломками и крупными глыбами известняка до 17 м в поперечнике лежат непосредственно на терригенной толще со швагеринами (ассельский горизонт). Курмаинские известняки и покрывающая их флишевая толща в этом разрезе отсутствуют. Таким образом, Месягутовская антиклиналь относится уже к области западного ограничения того прогиба, в котором происходило отложение флиша. В мергелях содержится *Pseudofusulina urdalensis* R a u s e g и сопутствующие виды наряду с значительным количеством переотложенных форм. Такой состав фораминифер позволяет сопоставлять вмещающие отложения с верхами стерлитамакского горизонта.

Среди обломков конгломератов присутствуют мелкие гальки изверженных и метаморфических пород и крупные включения различных по составу известняков. Среди них находятся глыбы светлых известняков с *Pseudofusulina moelleri* S c h e l l w i e n и известняки со швагеринами. Можно предполагать, что эти известняки, синхроничные плитчатым курмаинским известнякам и флишевой толще более восточных районов, формировались в относительно приподнятой области, ограничивающей с запада прогиб, в котором отлагались флишевые толщи. Отложения эти не были мощными и местами оказались нацело размытыми до времени образования глыбовых конгломератов стерлитамакского горизонта.

А. И. Осипова установила, что органогенно-обломочные известняки, изредка встречающиеся во флишевой толще и широко развитые в ассельском горизонте, состоят из обломков пород, которые присутствуют в горизонтах с включениями. Таким образом, формирование этих известняков, составляющих первые элементы флишевых ритмов, связано с теми же процессами размыва в области поднятий и перемещения обломочного материала в прогиб, в котором происходило формирование флиша. А. И. Осипова (1946) указывает, что во флишевой толще «наблюдалось заметное изменение характера ритмов. В нижней части толщи ритмы ме-

нее мощные и слагаются более тонкозернистыми породами. Вверху, по мере приближения к моменту проявления интенсивных тектонических движений, они становятся более мощными и грубозернистыми. Создается впечатление, что мелкие движения, обусловившие ритмичность осадконакопления, постепенно нарастали и как бы предшествовали движениям, происходившим в конце тастубского и начале стерлитамакского времени».

Флишевые отложения Юрезанско-Айской впадины формировались в краевом прогибе, который возник в пределах области, занятой в девонское и каменноугольное время формациями платформенного типа. Отличительной особенностью этого прогиба является то обстоятельство, что формирование прогиба в сакмарское время протекало активно. Это не было пассивное выполнение прогибавшегося края платформы приносимым издалека обломочным материалом, а интенсивное прогибание, которое сопровождалось усиленным ростом прилегающих поднятий. Такие поднятия располагались в области положительных структур Каратауского комплекса. Б. М. Келлером было показано, что рост и формирование этих структур происходили в сакмарское и артинское время, т. е. как раз в ту эпоху, когда в пределах Юрезанско-Айской впадины имело место образование типичного флиша.

Благодаря наличию «платформенного фундамента» аспидная формация, которая обычно предшествует флишу, в рассматриваемой области отсутствует; последующая история развития прогиба протекает обычным путем; в артинское время флишевые толщи сменяются мощными песчано-глинистыми толщами, которые по типу своего строения очень близки к морским молассам.

Тектоническое положение флишевой формации

Из приведенного обзора видно, что типичные флишевые толщи в палеозое имеют весьма ограниченное распространение. По существу для герцинских прогибов только на Южном Урале установлены типичные флишевые толщи со всеми их отличительными особенностями.

Мощные терригенные толщи флиша обычно сложены уплотненными, но не метаморфизованными породами. Глинистые породы, за редкими исключениями, представлены здесь аргиллитами, песчаники сцементированы.

Интенсивная складчатость флиша во внешних прогибах геосинклинальной области общеизвестна. Особенно подробно тектоника флишевых отложений изучена нашими геологами на Кавказе, где толщи флиша собраны в систему сложных складок, осложненных надвигами, переходящими в настоящие покровы. Почти все рассмотренные нами примеры палеозойского флиша также свидетельствуют о наличии в нем сложных тектонических нарушений. Более простые тектонические формы возникают в близких к флишу отложениях, развитых в краевых прогибах. Наличие в них «платформенного фундамента» способствует появлению здесь сравнительно пологой складчатости. В качестве примера можно сослаться на отложения юрезанского флиша, которые в центральной части Симской мульды (фиг. 37) залегают почти горизонтально и осложнены лишь пологими складками второго порядка.

Наиболее широкое распространение флишевая формация имеет во внешних прогибах геосинклинальной области, примыкающих к платформам или их краевым поднятиям. Такое местоположение флиша объясняется тем обстоятельством, что для возникновения этой формации необходимо

существование линейно вытянутого прогиба, ограниченного с двух сторон поднятиями или «кордильерами». Естественно, что такая обстановка внутри геосинклинальной области, где имеют место сложные дифференциальные движения, возникает лишь в исключительных случаях. Таковы, например, сенонские флишевые толщи Закавказья или отложения, весьма близкие к флишу, которые наблюдались Н. П. Херасковым к востоку от антиклинория Урал-тау (личное сообщение).

Точно так же незначительно распространены флишевые образования в краевых прогибах платформы, почти всегда заполняющихся мощными терригенными толщами типа морских моласс или угленосной формации. Флиш или близкие к флишу толщи появляются здесь только на первой стадии возникновения краевых прогибов, когда величина прогибания не компенсируется приносом огромной массы терригенного материала, а по периферии прогиба начинается рост поднятий, не вовлеченных в общие восходящие движения. Прекрасным примером таких краевых прогибов, характеризующихся появлением флиша на первых стадиях их развития, является юго-восточная часть Уфимского плато. Как можно видеть из приведенной краткой характеристики Юрезанского флиша, появление его связано со временем роста поднятий, ограничивающих область накопления флишевых отложений.

Появление флиша во внешних прогибах относится к тем моментам, когда в них ослабевает или даже прекращается вулканическая деятельность. Такое отсутствие вулканизма вообще характерно для прогибов, в которых образуется флиш внешних прогибов. Только на Западном Кавказе в сеноманское время на короткий промежуток времени среди отложений флиша появляется туфогенная толща, в которой имеются туфогенные песчаники, туффиты и туфы авгитовых порфиринов. Во время этого кратковременного эпизода характерная флишевая ритмичность в толще исчезает; появляется она вновь несколько позже в туронское время, когда вулканическая деятельность в прогибе прекращается.

Следует, однако, подчеркнуть, что одновременно с образованием флиша во внешних прогибах активность вулканизма в смежных прогибах внутренней части геосинклинальной области иногда резко возрастает. Ярким примером этому являются верхнемеловые и палеогеновые отложения Закавказья, а также каменноугольные отложения восточного склона Урала. Для этих прогибов детали соотношения развитых здесь флишевых отложений с вулканогенными толщами пока не установлены. Можно лишь отметить, что и здесь флиш не образуется одновременно с вулканогенными формациями.

Ко времени образования флиша внешние прогибы приобретают узкую, линейно вытянутую форму; ограничивающие их поднятия резко выражены в рельефе. В Зилаирском синклинории Южного Урала и на Кавказе можно видеть, что это уменьшение ширины прогиба осуществляется в результате разрастания поднятий, которые существовали здесь во время отложения аспидной формации, но не имели столь четкого геоморфологического выражения.

Во внешних прогибах геосинклинальной области флишевые отложения обычно следуют за аспидной формацией и сменяются молассовыми образованиями.

На примере Залаирского синклинория отчетливо видно, что переход от флиша к молассам не всегда является резким. Иногда накопление моласс вновь сменяется на короткий промежуток времени флишем, лишь впоследствии в связи с общими восходящими движениями геосинклинальной области молассы приобретают повсеместное распространение.

Все рассмотренные выше примеры показывают, что во внешних геосинклиналях флишевые отложения появляются на той стадии развития, когда одновременно с нисходящими движениями прогибов происходил рост прилегающих поднятий. Накопление терригенного материала не может при этом компенсировать непрерывно идущие опускания в прогибе. В эти периоды времени обычно происходит опускание крупных участков платформ и краевых поднятий платформ, где имеет место трансгрессия. Вот почему флиш есть образование эпохи трансгрессии; во время регрессии или относительной стабилизации бассейна флиш, как правило, не образуется. Эта закономерность, впервые установленная Б. М. Келлером для верхнемеловых отложений Западного Кавказа, вполне подтверждается на примере развития Зилаирского синклинория в каменноугольное время. Действительно, наиболее широко флишевые отложения распространены здесь в среднем карбоне и низах верхнего карбона, т. е. как раз в то время, когда в прилегающих частях Русской платформы имеет место широкая трансгрессия. Эпизодическое появление флиша в сакмарском ярусе отвечает незначительной трансгрессии, охватившей лишь восточные окраинные части Русской платформы.

Все сказанное подтверждает вывод А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского о том, что нисходящие движения на платформах и внутри геосинклинальных областей осуществляются одновременно и что «закон Ога» о противоположности этих движений не соответствует действительности. Мы видим, однако, что во внешних прогибах геосинклинальных областей прогибание сопровождается ростом поднятий, примыкающих к прогибу. Лишь впоследствии поднятия охватываются общими восходящими движениями, которые осуществляются одновременно и в геосинклиналях и на платформах.

Фациальные условия отложения флиша

Для областей, в пределах которых могут быть изучены не только флишевые толщи, но и смежные с флишем образования, устанавливается, что типичный флиш отлагается в зоне погружения синклинориев в относительно узком прогибе, который ограничен с двух сторон линейно вытянутыми поднятиями. В рельефе морского дна прогиб, заполнявшийся флишевыми отложениями, представлял собою относительно глубокую депрессию, а окружающие поднятия протягивались узкими полосами и представляли собою своеобразные «кордильеры». В зоне погружения структур, т. е. там, где происходило образование типичного флиша, эти «кордильеры» были подводными и лишь иногда отдельные их участки возвышались над уровнем моря. Обычно на поднятиях, примыкавших к области накопления флиша, происходило отложение известняков, мергелей, иногда конгломератов небольшой мощности, одновременных флишевым отложениям. В кратковременные эпохи, когда «кордильеры» приподымались над уровнем моря в виде цепи скалистых островов, маломощные толщи разрушались. Массы грубообломочного материала и крупные неокатанные валуны и глыбы этих пород перемещались подводными оползнями вдоль крутого склона во впадину, где происходило накопление флишевых отложений и формирование горизонтов глыбовых конгломератов. Элементы такой палеогеографической обстановки можно видеть в пределах континентального склона Черноморской впадины, где впервые было установлено подводное оползание осадков в современных морских бассейнах (Архангельский и Страхов).

Наличие во флишевых отложениях подводно-оползневых горизонтов с включениями глыб осадочных пород, происходящих из иной фац

ной зоны, свидетельствует о достаточно резком расчленении рельефа морского дна по краям прогиба. Для палеогеновых отложений Сочинского района В. В. Меннером и Б. М. Келлером было установлено, что глыбовые включения перемещались вдоль склона на расстоянии до 30 км. Сходные цифры были получены Н. Б. Вассоевичем для флишевых отложений юго-восточного Кавказа (личное сообщение). Так как для перемещения подводно-оползневых масс вдоль склонов необходим угол наклона в $1.5-2^\circ$, то эти данные свидетельствуют о том, что флишевые толщи отлагались в линейно вытянутых депрессиях с крутыми склонами. Минимальные глубины бассейна в центральных его частях достигали 500—1000 м, а в отдельных случаях были значительно большими. Основная масса ритмично построенных флишевых комплексов отлагалась на склонах прогиба; если прогиб достигал достаточно большой ширины, то в центральных частях его типичная флишевая ритмичность утрачивалась.

Подобная обстановка формирования флишевых комплексов, ограниченных с двух сторон поднятиями, отчетливо устанавливается для Кавказа и для Урала. Менее четко доказана она в Карпатах, где поднятие, отделяющее флишевые толщи от расположенных на северо-западе платформенных образований, закрыто крупными надвигами и покровами.

Во всех перечисленных случаях остается, однако, неясным, из какой области поступала в прогиб огромная масса мелкообломочного материала, отложившегося в виде прослоев песчаников и аргиллитов флишевых серий. В области погружения прогибов, там где отлагались типичные флишевые толщи, поднятия, ограничивающие прогиб, были в большинстве случаев подводными. Эти поднятия не только разрушались, на них происходило отложение осадков. Нет основания предполагать, что именно из этих областей заимствована основная масса терригенного материала флишевых комплексов. Повидимому, материал этот имеет более далекое происхождение и приносился из областей воздымания поднятий. Такие участки, сложенные более древними отложениями, можно наметить на Кавказе в области Главного Кавказского хребта, на Южном Урале в области воздымания Башкирского антиклинория и в смежных частях антиклинория Урал-тау. С большей или меньшей степенью вероятности их можно выделить вблизи любого передового прогиба, в пределах которого происходит образование флиша. Терригенный материал, сносимый из области воздымания поднятий, ограничивающих флишевый прогиб, перемещался вдоль него на весьма значительные расстояния в относительно мелководной зоне. Только в известные моменты он поступал в более глубокие участки бассейна, где и происходило его захоронение.

Такая периодичность поступления в прогиб более грубого терригенного материала тесно связана с происхождением флишевой ритмичности, которая является одним из наиболее интересных и загадочных геологических явлений. Для объяснения ее строились различные гипотезы; ни одна из них не в состоянии охватить всего многообразия явлений ритмичности флишевых серий, тем более, что само явление ритмичности флиша до работ Н. Б. Вассоевича не было установлено достаточно четко. Кратко остановимся на основных высказанных предположениях.

Гипотеза донных течений, периодически приносивших в бассейн грубообломочный материал, вполне была бы уместна, если исходить из предположения, что флишевые толщи отлагались в дельтах крупных рек и являлись мелководными образованиями. Эта точка зрения, развитая в работах Зубера (Zuber, 1901, 1918), не согласуется с палеогеографической обстановкой формирования флишевых толщ, которые отлагались на крутых склонах относительно глубоких впадин, протягивавшихся на сотни километров. В несколько ином виде эта гипотеза была сформули-

рована Суйковским, который связывал периодичность накопления обломочного материала флишевых толщ с деятельностью морских донных течений. Известно, однако, что перемещение песчаного материала в морских бассейнах осуществляется в прибрежной полосе под влиянием волнения, действие которого распространяется на глубину до 200 м как максимум. На большие глубины волнение не проникает, а направленные течения, обычные в поверхностной зоне, спускаются на большие глубины лишь в исключительных случаях (побережье Норвегии, некоторые области в Зондском архипелаге и т. д.). Кроме того, в случае направленного донного потока естественно должна была бы иметь место сортировка обломочного материала и отделение глинистых и песчаных фракций, чего для большинства песчаников флиша не наблюдается. Яркие примеры таких отсортированных песчаников, связанных с деятельностью направленного потока, можно видеть в целом ряде песчаных толщ Башкирского антиклинария на Южном Урале (такатинская свита девона, карадокские песчаники, зильмердакская свита докембрия и т. д.). Следовательно, в чистом виде гипотеза донных течений для объяснения происхождения флишевых комплексов не выдерживает критики.

Гипотеза колебательных движений, следствием которых является перемещение береговой линии и постепенное перемещение в пространстве обломочного материала, подкупает значительным сходством мелких ритмов флиша с крупными ритмами морских трансгрессий. Согласно этой точке зрения, каждому пласту песчаника отвечает поднятие обширных площадей до тех минимальных глубин, в пределах которых возможно разнесение песчаного материала волнением. Глинистым отложениям отвечают нисходящие движения в бассейне. Это построение, которое дается в работах В. В. Белоусова (1938), неизбежно приводит к выводу о том, что флишевые толщи отлагались в бассейне, глубины которого определялись цифрой порядка 200 м как максимум. Это логическое заключение, которое делается В. В. Белоусовым для подавляющего большинства ископаемых осадков, не вяжется с палеогеографической обстановкой накопления флиша, который формировался на склонах глубоководной впадины. В условиях резкого расчленения рельефа повышение или понижение уровня моря на несколько метров не могло привести к изменению очертания береговой линии и смещению зон осадконакопления.

Ритмичность осадконакопления, связанная с колебательными движениями, хорошо известна для мелководных морских бассейнов. Она подробно изучена в угленосных формациях различных районов и четко установлена у Пустоваловым и И. В. Хворовой для среднего карбона Мор в разрез синеклизы. Однако ритмы эти значительно более крупные и более продолжительные по времени, чем ритмы флишевых отложений, продолжительность которых измеряется 2—5 тысячами лет¹. Для угленосных отложений такие ритмы имеют мощность в 20—40 м. Повидимому, продолжительность крупных ритмов колебательных движений в общих чертах соответствует по времени тем интервалам, которые зафиксированы в четвертичное время образованием морских и речных террас. Существенно то обстоятельство, что во флише эти крупные ритмы колебательных движений не улавливаются, хотя во время образования флишевых толщ они безусловно имели место. Это видно хотя бы из того, что среднекаменноугольные отложения подмосковного карбона и угленосная формация Донбасса и Ашпадачей, в которых наблюдаются крупные ритмы, отлагались

¹ Такие подсчеты даются Н. Б. Вассоевичем и Б. М. Келлером для Кавказского флиша. Они производятся путем деления продолжительности эпохи, в течение которой отложился толща ритмично построенных пород, на количество ритмов.

одновременно с каменноугольным флишем Зилаирского синклинория. Отсутствие крупных ритмов, связанных с колебательными движениями, зависит, как уже говорилось, от резкого расчленения рельефа морского дна, при котором они не могли повлиять на ход осадконакопления.

Несколько иной вариант гипотезы колебательных движений предложен Н. Б. Вассоевичем (1940), который связывает ритмичность флиша с периодическим поднятием «кордильер», ограничивающих прогиб. Мы видели, однако, что в ряде случаев песчаный материал, отложившийся в виде первых элементов флишевых ритмов, заимствовался из устойчивых областей воздымания поднятий, иногда достаточно удаленных от того места, где он отлагался. Это положение особенно четко выяснено Б. М. Келлером на примере верхнемеловых отложений Западного Кавказа. Поскольку такое перемещение песчаного материала могло происходить в прибрежной мелководной зоне и осуществлялось непрерывно, с точки зрения гипотезы Н. Б. Вассоевича непонятно, каким образом он мог периодически попадать в относительно глубокие части прогиба. Поднятие «кордильер» до уровня морей абразии и размыв развитых на них известняковых осадков обуславливал образование в прогибе глыбовых конгломератов. Ритмичность флишевых отложений с этой точки зрения необъяснима.

Значительно лучше объясняет происхождение флишевой ритмичности *сейсмическая гипотеза*. Согласно этой гипотезе, появление пластов грубого песчаника в серии песчано-глинистых пород, отлагавшихся на крутых склонах морского дна, вызвано движениями водных масс, которые происходят при землетрясениях. Этот обломочный материал заимствовался в прибрежной полосе, где он разносился течениями.

Именно таким путем объясняют Архангельский и Страхов появление песчаного материала в центральных частях Черноморской впадины. Оно «находится в связи с теми сбросами, землетрясениями и оползаниями осадков, которые имеют место в пределах континентальной ступени. Эти движения могут вызывать в глубоких слоях воды мощные возмущения, временные течения и волны, которые способны взмучивать ранее отложившийся материал, переотмучивать его и способствовать образованию песков вне зависимости от приноса материала с берега. Весьма возможно, что с теми же явлениями, изменяющими конфигурацию континентальной ступени, связаны и изменения в направлении постоянных течений и возникновение новых, хотя и временных, но достаточно мощных водных потоков». Сходное объяснение происхождения ритмичности для ископаемых осадков можно найти в работе Бейли (1930). Наконец, с точки зрения сейсмической гипотезы, Б. М. Келлер пытался объяснить происхождение верхне-мелового флиша Кавказа.

Предположение о том, что песчаный материал, разносящийся в прибрежной полосе, периодически стягивается во внутренние части впадин, хорошо согласуется с особенностями строения флишевых отложений. Действительно, присутствие глыбовых конгломератов и подводно-оползневых горизонтов, повсеместно развитых во флишевых толщах, свидетельствует о значительной сейсмической подвижности и наличии крутых склонов. При изучении сакмарского флиша А. А. Богдановым (1946) было показано, что некоторые флишевые ритмы в основании состоят из конгломератов, которые по типу своего строения неотличимы от мощных глыбовых конгломератов, развитых внутри флишевых толщ. Можно поэтому полагать, что и другие ритмы, начинающиеся менее грубозернистыми породами, внезапно появляются в силу сходных причин, вызванных сейсмическим толчком.

Известно, что крупные землетрясения нарушают равновесие водных масс. Они вызывают огромные волны — цунами, которые особенно разрушительны в прибрежной зоне, там где полоса шельфа имеет ничтожную ширину. Бечер (Bucher, 1940) указывает, что цунами являются основным агентом эрозии континентального склона. Так же как и приливные волны, волны цунами имеют значительную длину и поэтому проникают на большие глубины. Волну цунами можно сравнить с волной в 60 м длиной и 1 м толщиной. Частицы воды на дне океана при этих волнах описывают плоские эллипсы, у которых вертикальное передвижение ничтожно по сравнению с горизонтальным.

Движение воды сказывается здесь как колебательное движение или чередующиеся течения. Расчеты, которые дает гидродинамическая теория для вычисления орбитных скоростей волн, имеющих длину значительно большую, чем глубина, дают среднюю скорость движения частиц на дне бассейна в 1.4—1.5 м/сек.

Движение периодических донных течений цунами направлено вниз по склону, даже если волны направлены под углом к берегу, так как в этом случае, так же как и у обычных волн, косо направленных к берегу, гравитационное притяжение соединяется с нисходящим движением воды.

Действие волн цунами особенно эффективно и разрушительно в прибрежной полосе. Огромные волны набегают на сушу, сносят на своем пути все препятствия, разрушают дома, выбрасывают на берег корабли, сорванные с якоря, и причиняют населению неисчислимые бедствия. Однако энергия волн в прибрежной полосе уже значительно ослабевает. Серьезным препятствием для распространения этих волн является полоса шельфа с глубинами до 200 м. Большая часть энергии волны здесь уничтожается. Бечер (1940) приводит данные Ямагути, изучавшего цунами у берегов Японии, которые показывают, что на расстоянии 1—2 км от 50-метровой изобаты волны цунами имели высоту в 10 м, а в полосе шельфа (15—20 км ширины) они не превышали 2 м.

Волны цунами после резкого толчка, которым они вызваны, постепенно ослабевают, но длятся иногда целые сутки. Наблюдения показывают, что даже спустя 12 часов после сотрясения высота волн достигает 1.25 м.

Бечер пишет, что по внезапности и катастрофичности действие волн цунами на континентальном склоне можно сравнить только с кратковременными ливнями в пустынных областях, которые неожиданно резко изменяют нормальный ход образования осадков. Волнами цунами Бечер объясняет многие случаи разрыва кабеля на больших глубинах и считает, что на континентальном склоне Атлантического побережья Северной Америки в результате действия этих волн возникли эрозионные долины, происхождение которых до последнего времени не находило удовлетворительного объяснения.

В отношении закономерностей периодичности землетрясений мы не располагаем точными данными. Промежуток в 2—5 тысяч лет, который, как мы видели, соответствует времени образования полного флишевого ритма, вполне мог бы соответствовать тому промежутку времени, который отделяет друг от друга эпохи наиболее крупных катастроф.

Землетрясения и связанные с ними волны цунами хорошо объясняют целый ряд особенностей строения флишевых отложений. Грубый материал первых элементов ритма соответствует особенно интенсивной сейсмической деятельности, которая далее постепенно затухает, вследствие чего песчаники сменяются тонкоотмученными глинистыми или известковыми илами. С этой точки зрения понятно появление грубых осадков и косой слоистости прибрежноморского типа в серии относительно глубоководных отложений флиша. Ясное объяснение получает наличие так называемых

мых складочек сингенетической деформации, которые появляются в результате оползания не вполне затвердевших, насыщенных водою плывунов. Для ритмов, характеризующихся резким преобладанием карбонатов в первых элементах, выпадение их может быть связано с проникновением поверхностных теплых вод в более глубокие части бассейна и нарушением¹ равновесия водной среды.

Весьма интересно то обстоятельство, что в то время как породы первого элемента ритма характеризуются выпадением максимального количества карбонатов, горизонты глыбовых брекчий совпадают с образованием мощных известняковых пачек в зоне седиментации флиша. В Зилаирском синклинии глыбовым конгломератам среднего карбона соответствует образование на их простирании двух горизонтов золотогорских известняков. Саплайские глыбовые конгломераты верхнего карбона вдоль западного борта прогиба представляют собою известняковую толщу с включениями более древних пород. Курмаинским известнякам сакмарского яруса и известнякам верхов стерлитамакского горизонта соответствуют глыбовые конгломераты в бассейне р. Алимбета. Курмаинские известняки Юрезанско-Айской впадины у Симского завода замещаются брекчиями Доменной горы. Это обстоятельство еще раз подчеркивает близкое сходство обстановки образования глыбовых конгломератов и первых элементов флишевых ритмов.

Периодическое нарушение равновесия водных масс в бассейне, вызванное сейсмическими движениями, повидимому, свойственно не только области накопления флиша. С этой точки зрения можно объяснить многие другие типы слоистости, которые обусловлены присутствием тонких прослоев глинистых пород среди карбонатных отложений. Эта гипотеза является убедительной во всех тех случаях, когда мы имеем дело с относительно глубоководными бассейнами.

Ясно, однако, что такой подход к происхождению слоистости был бы односторонним. В мелководных областях смена осадков различного типа в значительно большей степени связана с колебательными движениями и воздействием направленных течений, чем в области накопления флиша.

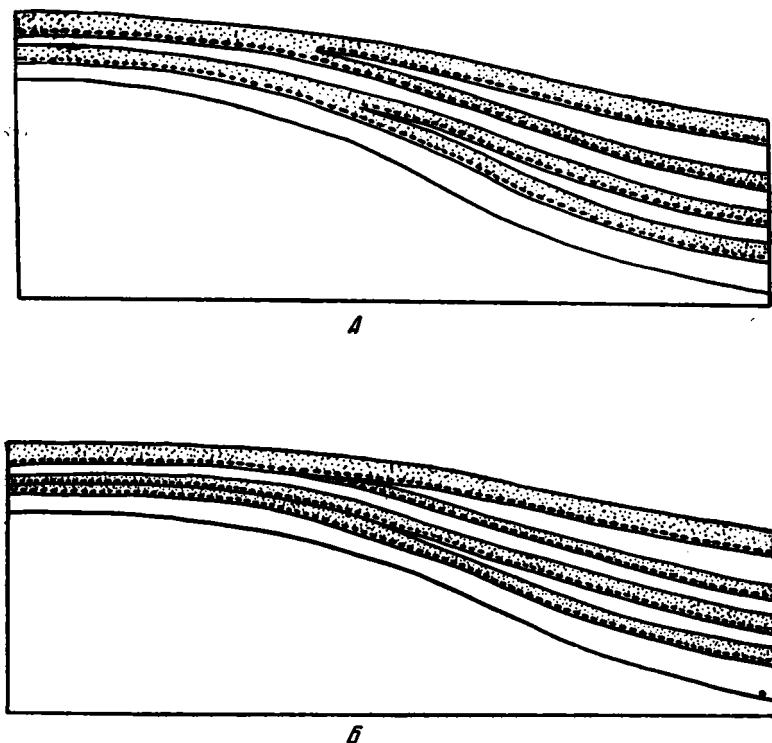
Естественно предположить, что иногда все три причины могут накладываться друг на друга; выделить их в чистом виде можно лишь в немногих случаях.

Остановимся на одном весьма существенном моменте. В ряде областей образования флиша (Кавказ, Урал) установлено, что мощность флишевых отложений значительно изменяется, и в краевых частях прогиба сокращается иногда в несколько раз по сравнению с центральными его частями. Сокращение мощности для определенного интервала стратиграфической серии лишь незначительно влияет на сокращение мощностей отдельных ритмов. Повсеместно она измеряется десятками сантиметров, лишь изредка достигая двух-трех метров. Из этого положения следует неизбежный вывод о том, что там, где мощность флишевых комплексов уменьшается, целый ряд ритмов, развитых в зоне увеличенных мощностей, выпадает из разреза².

¹ Ритмы краснодарского типа, заканчивающиеся карбонатными породами, повидимому, возникают в тех случаях, когда в конце ритма имеет место почти полное прекращение приноса глинистого материала и происходит выпадение хемогенного карбоната кальция.

² Детальные работы по изучению флишевых ритмов юго-восточного Кавказа, проведенные Н. Б. Вассоевичем в 1946—1947 гг., показали, что иногда одновременно с увеличением мощности толщи флишевых отложений мощности отдельных ритмов увеличиваются в полтора-два раза. Такие колебания мощности ритмов невелики по сравнению с изменениями мощностей отдельных свит флиша вкrest простираания прогибов.

Каким образом происходит исчезновение отдельных ритмов? Н. Б. Вас-
соевич полагал, что такое выклинивание связано с трансгрессивным
залеганием смежных ритмов, которые в краевых частях прогиба трансгрес-
сивно располагаются на подстилающих отложениях. Такое взаимоотно-
шение может быть изображено следующим образом (фиг. 38, Б).



Фиг. 38. Возможные соотношения при увеличении количества
пластов или ритмов в слоистых толщах.

На верхнем рисунке (А) показано увеличение количества пластов
в результате их расщепления; на нижнем (Б) изображено выкли-
нивание пластов, как следствие трансгрессивного залегания.

Имеются, однако, факты, которые противоречат схеме Н. Б. Вас-
соевича. В ряде случаев увеличение количества пластов во флишевых
толщах происходит не путем вклинивания дополнительных слоев между
смежными пластами или смежными ритмами, но путем расщепления от-
дельных пластов или отдельных ритмов. Такое расщепление флишевых
ритмов описано Б. М. Келлером и Ю. М. Пушаровским (1945) и наблю-
далось М. В. Муратовым в верхнемеловом флише Карпат (личное сообще-
ние). Повидимому, расщепление пластов свойственно не только флишу,
в котором слоистость находит крайнее свое выражение, но также многим
плитняковым и слоистым толщам. Так, например, расщепление пластов
наблюдалось автором в слоистых известняках р. Белой. А. Л. Яншин
(личное сообщение) указывает, что точно так же расщепляются пласты
сарматских известняков в чинках Усть-Урта при увеличении мощности
толщи. В общем виде схема расщепления ритмично-слоистых осадочных
толщ показана на фиг. 38, А.

Принципиальное отличие расщепления от выклинивания заключается
в том, что при слиянии двух смежных пластов (или ритмов) резкая гра-

ница соприкосновения между ними постепенно сглаживается и теряется внутри однородного единого пласта. В этом последнем нельзя уловить никаких следов двучленного строения, хотя можно быть уверенным, что нижняя и верхняя части его по простиранию резко обособлены и соответствуют двум различным пластам.

Конечно, для доказательства этой схемы имеющихся фактов недостаточно. Изучать поведение флишевых ритмов вкрест простирания структур можно лишь в исключительно благоприятных условиях обнаженности, и проведение последующих работ в этом направлении может дать неожиданные результаты.

Приведенные факты позволяют, однако, считать, что в ряде случаев отдельные ритмы в краевых, относительно мелководных частях бассейна стираются. Следует заметить, что исчезновение ритмичности и появление массивных пластов вообще характерно для мелководных и прибрежных частей бассейна. Именно в этой области появляются мощные пласты массивных песчаников долменного типа, массивные конгломераты, массивные толстослоистые известняки, рифовые известняки, мелоподобные мергели. Наоборот, глубоководные осадки всегда тонкослоисты и ритмичны.

Такое отсутствие слоистости или неясная слоистость мелководных осадков зависит, конечно, не от того, что в области отложения этих пород не действовали причины, вызывающие слоистость и ритмичность. Причину этого явления следует, повидимому, искать в том, что в зоне относительного мелководья небольшие перерывы гораздо легче стираются или вследствие многократного переотмучивания осадков, или в силу однородности осадконакопления и неизменяемости его в течение продолжительного времени.

Таким образом, получается ложное впечатление о кажущейся непрерывности осадконакопления в приподнятых зонах и прерывистости его во впадинах. В противоположность этому крупные региональные перерывы четко проявляются на поднятиях и в значительно меньшей степени влияют на ход осадконакопления в прогибах.

МЕСТО РАССМОТРЕННЫХ ФОРМАЦИЙ В РАЗВИТИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Все факты, которые известны нам в отношении формаций осадочных горных пород, свидетельствуют о том, что распределение их не случайно и подчинено четким закономерностям. Формации тесно связаны с теми или иными структурными элементами земной коры и появляются лишь на определенных этапах их развития. Так как это развитие всегда является направленным, то осадочные формации располагаются в строгой последовательности. Одни формации почти всегда сопровождают другие, а иные взаимно исключают друг друга. Так, например, известно, что зелено-каменная формация безусловно исключает появление среди отложений близких по возрасту формаций писчего мела; кремнистая формация никогда не располагается на молассовых образованиях, а солёносная формация — во флише. В то же время формации писчего мела во многих случаях предшествует образование желваковых фосфоритов, а геологические нефтяники давно уже подметили тесную связь солёносной формации и нефтеносных отложений — связь, которая пока не изучена с достаточной детальностью.

Все сказанное дает право полагать, что изучение формаций осадочных горных пород и выяснение закономерностей их распределения позволят в конечном итоге правильно подходить к поискам связанных с ними по-

лезных ископаемых. Вот почему изучение формаций имеет весьма большое практическое значение.

В Зилаирском синклинории можно видеть яркий пример сочетания нескольких формаций, которые в закономерной последовательности сменяют друг друга во времени, составляя характерный формационный ряд. В него входят:

1. Кремнистая формация незагруженного прогиба.
2. Аспидная формация.
3. Флишевая формация.
4. Молассовая формация.

Каждый из членов этого ряда связан с определенными этапами истории развития Зилаирского синклинория, которые были установлены ранее.

Рассмотренные нами примеры, приведенные при характеристике отдельных формаций, показывают, что последовательность их в Зилаирской геосинклинали вообще типична для многих других палеозойских прогибов, где, однако, в большинстве случаев присутствуют лишь отдельные члены зилаирского формационного ряда.

Так, например, в Уачите четко устанавливается такая же последовательность, но в ней выпадает флишевая формация. Вслед за образованием аспидной формации в Уачите отлагается глинистая толща свиты Кеней с горизонтами глыбовых конгломератов, которая сменяется молассами.

В Юрезанско-Айской впадине имеется флишевая формация, сменяющаяся молассовыми образованиями, но первые два члена формационного ряда отсутствуют. Сходная последовательность наблюдается в Донбассе и Рурском бассейне. Близкие флишу отложения предшествуют здесь угленосной формации, которая по времени образования частично соответствует морским молассам.

Несмотря на ограниченное количество примеров, которыми мы располагаем, можно прийти к выводу о том, что формационный ряд Зилаирского синклинория является необратимым. Каждая из формаций, составляющих этот ряд, может появиться только вслед за предшествующей ей формацией. Обратного соотношения не наблюдалось, и, повидимому, оно не может иметь места вообще.

Формационный ряд Зилаирского синклинория характерен не только для палеозоя, но четко устанавливается в альпийской геосинклинальной области. Особенно ясно он намечается на Южном склоне Главного Кавказского хребта, где присутствуют аспидная, флишевая и молассовая формации, давно здесь выделенные и хорошо изученные нашими геологами. В этой последовательности пока не установлен первый член формационного ряда. Весьма вероятно, что более детальные работы в Сванетии позволят выделить его и на Кавказе. Эти отложения могут быть представлены здесь глинистыми или кремнистыми сланцами небольшой мощности.

Иные соотношения наблюдаются в прогибах, выполненных глинистым флишем¹. Точно так же, как угленосная формация заменяет во времени морские молассы, глинистый флиш в формационном ряде появляется вместо

¹ Глинистый флиш представляет собою мощную толщу глинисто-песчаных пород, в которой отдельные пласты и пачки имеют ясно выраженную ритмичность флишевого типа. Обычно в рассматриваемой серии явно преобладают аргиллиты: более или менее песчаные, и алевролиты; подчиненная роль принадлежит песчаным прослоям. Спутниками глинистого флиша являются пачки вулканогенных пород (туфогенные песчаники, туффиты, туфы, пластовые дайки диабазов). Изредка встречаются глыбовые конгломераты и крупные отторженцы пород (главным образом известняков), происходящих из иной фациальной зоны. Отложения глинистого флиша, повидимому, довольно широко развиты в палеозое, однако их роль и зна-

аспидной формации. Это положение можно считать установленным в Крыму, где мощная толща глинистого флиша покрывается отложениями средней юры, которые по типу своего строения близки к аспидной формации. Не менее отчетливо тесную взаимосвязь глинистого флиша и аспидной формации можно видеть в Британских Каледонидах. Как мы видели, многие терригенные толщи имеют здесь признаки, свойственные обеим формациям.

При рассмотрении глинистого флиша обращает на себя внимание следующее обстоятельство. Во всех тех случаях, когда мы имеем прогиб, выполненный глинистым флишем, последующие формации типичного флиша и моласс в нем либо отсутствуют полностью либо имеют ничтожное распространение. Как мы видели, в Крыму широко развита формация глинистого флиша. Типичный флиш появляется здесь среди отложений верхней юры и на весьма ограниченной площади в областях погружения Крымской мегаантиклинали.

Выше, при характеристике формаций указывалось, что некоторые из них приурочены к прогибам определенного типа. Из приведенных данных следует, что краевые прогибы платформы, внешние прогибы геосинклинальной области и прогибы внутренних ее частей резко различны по соотношению формаций, развитых в каждом из них. Краевые прогибы платформы заложены на жестком основании, в пределах площади, где до начала интенсивных прогибаний господствовал платформенный режим и отлагались формации платформенного типа.

Эти особенности строения краевых прогибов крайне ограничивают или исключают проявления вулканизма, в связи с чем в них отсутствует аспидная формация. В краевых прогибах не наблюдается резких дифференциальных движений, приводящих к возникновению резко расчлененного рельефа с линейно вытянутыми поднятиями, вследствие чего флишевые толщи образуются здесь редко и представлены мало характерными типами.

Хорошим примером флиша, развитого в краевых прогибах, являются терригенные толщи сакмарского яруса в Юрезанско-Айской впадине. Эти толщи отличаются от типичного флиша Зилаирского синклинория более простым строением (двучленные ритмы), нахождением аммонитов, отсутствием глыбовых конгломератов внутри флишевых толщ. В истории развития краевых прогибов флиш образуется в самом начале накопления мощных терригенных толщ и соответствует той стадии их развития, когда снос обломочного материала из геосинклинальной области в краевые участки платформы не может компенсировать непрерывно идущие опускания.

Однако эта обстановка удерживается лишь в течение короткого промежутка времени и вскоре флишевые толщи сменяются молассами или угленосной формацией. Особенностью этих двух формаций является полное соответствие между скоростью отложения терригенного материала и скоростью прогибания. В результате этого в краевых прогибах происходит накопление мощных толщ, отлагавшихся на сравнительно небольших глубинах.

Прогибы внутренних частей геосинклинальной области отличаются исключительно высокой подвижностью субстрата и интенсивными проявле-

чение в пределах складчатых сооружений палеозойского возраста еще не вполне выяснены. Значительно меньшее распространение имеет глинистый флиш в альпийской геосинклинальной области. Несмотря на это, именно здесь он наиболее полно изучен нашими геологами, которые в Крыму дали наиболее полное его описание, выделив под именем таврической свиты.

ниями вулканизма. В связи с этим в рассматриваемых прогибах присутствует целый ряд специфических формаций (зеленокаменная, офиолитовая и другие). Аспидная формация и глинистый флиш в этих прогибах развиты, повидимому, довольно широко. Первая из названных формаций известна, например, на Южном Урале в Яикском синклинории, к востоку от антиклинория Урал-Тау. Глинистый флиш, а также, повидимому, и аспидная формация присутствуют в Уэльсе. Число этих примеров, вероятно, будет со временем умножено. Значительно реже встречаются в прогибах внутренней части геосинклинальной области флишевые отложения, что стоит, вероятно, в тесной связи с их формой и амплитудой примыкающих поднятий.

Как известно, флишевые толщи формируются в узких, линейно вытянутых впадинах, прослеживающихся на десятки километров по простиранию; в рассматриваемой части геосинклинальной области эта выдержанная линейность геосинклиналей нарушается и лишь иногда может быть намечена. Повидимому, именно с такими прогибами связано нахождение флишевых толщ среди верхнемеловых отложений Закавказья (Триалетский хребет), еще очень плохо изученных. Примеры палеозойского флиша из внутренних частей геосинклинальной области пока детально не описаны.

По сообщению Н. П. Хераскова локальное появление флиша установлено на Южном Урале, к востоку от антиклинория Урал-тау (поселок Кульмский). Здесь флишевые отложения приурочены к визейскому ярусу нижнего карбона и появляются в обычной последовательности на смену аспидной формации верхнего девона. И на Кавказе, и на Урале флишевые толщи в прогибах внутренней части геосинклинальной области не имеют широкого площадного распространения, а их подробное изучение является делом будущего.

Внешние прогибы геосинклинальной области занимают промежуточное положение между двумя рассмотренными типами. Именно к ним относятся приведенные нами примеры с типичным формационным рядом и широким распространением аспидной формации и флиша (Зилаирский синклинорий, Большой Кавказ, Уачита). Для внешних прогибов характерно проявление вулканизма, менее интенсивное по сравнению с внутренними частями геосинклинальной области. Обычно вулканогенные толщи связаны с начальными стадиями формирования геосинклинали. В это время непрерывно идущее прогибание не компенсируется приносом обломочного материала; прогиб не заполняется осадками. На склонах его и в области прилегающих поднятий происходит отложение порфиров, альбитофиров, лав и внедрение основных изверженных пород. В самом прогибе на широких площадях отлагаются относительно глубоководные глинистые и кремнистые илы, которые по простиранию могут замещаться вулканогенными образованиями. Дальнейшее развитие внешних прогибов может протекать по-разному, в связи с чем будет различен и характер развитых в нем формаций.

В наиболее типичном случае (Кавказ, Урал) во внешних прогибах происходит образование мощных песчано-глинистых отложений аспидной формации. Незагруженный прогиб заполняется при этом обломочным материалом, который происходит за счет разрушения вулканогенных пород. Последние могут иногда отлагаться одновременно с породами аспидной формации. Тектоническая обстановка формирования аспидной формации полнее всего установлена на Кавказе. На основании работ В. В. Белоусова и В. Е. Хайна можно сделать заключение, что отложение ее происходило в обширной геосинклинали, в пределах которой частные антиклинальные поднятия и синклинальные прогибы вто-

рого порядка¹ имели небольшую амплитуду и иногда едва уловимы. Площадь отложения аспидной формации была обширна, рельеф уплощен, размах его незначителен, вследствие чего глыбовые конгломераты среди рассматриваемых отложений отсутствуют. Повидимому, такая же обстановка отложения аспидной формации имела место и в палеозойских геосинклиналях.

Аспидная формация во внешних прогибах сменяется флишем, который является для них наиболее типичной формацией. Вулканическая деятельность на этой стадии развития внешней геосинклинали ослабевает или совсем прекращается; расчленение геосинклинали на антиклинальные поднятия и синклинальные прогибы второго порядка становится более резким и без труда устанавливается соотношением фаций и мощностей.

Прогибы, в пределах которых формируются флишевые толщи, имеют четкое геоморфологическое выражение и приобретают вид узких, линейно вытянутых трогов с крутыми склонами, на которых происходит образование глыбовых конгломератов.

Повсеместно флишевые толщи внешних прогибов сменяются моласами; так как во время их отложения геосинклиналь охватывается общими восходящими движениями, то в обычном случае зона накопления терригенных отложений молас смещена по отношению к флишу и мигрирует в сторону платформы, захватывая ее краевые части. Именно поэтому молассы в типичном случае характерны для краевых прогибов платформы.

Последовательная смена аспидной формации флишем наблюдается не во всех внешних прогибах геосинклинальной области. Например, для геосинклинали Крыма аспидная формация и флиш не типичны. На первых этапах накопления мощных терригенных толщ здесь возникает своеобразный глинистый флиш, с переходными чертами между типичным флишем и аспидной формацией.

Возникновение глинистого флиша, повидимому, также определяется формой прогиба и прилегающих поднятий. Повидимому, глинистый флиш отлагается в тех случаях, когда прогиб с самого начала приобретает линейно вытянутую форму, но сохраняет при этом значительную ширину. Такие прогибы не преобразуются впоследствии в узкие, линейно вытянутые трог, для которых характерно образование типичного флиша.

Формирование глинистого флиша происходит в прогибах, в которых отсутствуют четко выраженные формационные ряды. На основании этого можно предполагать, что глинистый флиш будет со временем установлен во многих других прогибах каледонского возраста, так как известно, что молассовые образования и типичный флиш в этих прогибах, как правило, отсутствуют.

Все сказанное дает возможность полагать, что в истории Земли флиш не является формацией, которая может присутствовать в прогибах любого возраста. Так же как формация пещего меда и многие другие образования, отложения типичного флиша ограничены определенным отрезком геологического времени. Локальное нахождение флиша установлено в палеозое; наиболее характерен флиш для складчатых сооружений альпийской геосинклинальной области.

¹ В терминологии названных авторов — интрагеоантиклинали и интрагеосинклинали.

- А в е рья н о в В. Н. Graptoloidea с р. Курган (западный склон Южного Урала). Изв. Гл. геол.-разв. упр., 1932, 50, вып. 10.
- А н т и п о в 2-й и М е г л и ц к и й. Геогностическое описание южной части Уральского хребта, исследованной в течение 1854 и 1855 гг. Горн. журн., 1857, кн. 3 и 4; 1858, кн. 2 и 3.
- Б л о х и н А. А. Новые данные о геологическом строении Южного Урала. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1932, 10, № 1.
- Б л о х и н А. А. О стратиграфии и возрасте древних «немых» толщ западного склона Южного Урала. Сев. Геол., 1939, № 9.
- Б л о х и н А. А. Стратиграфия палеозойских отложений бассейна рек Нугуша и Белой. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1947, № 3.
- Б о г д а н о в А. А. О происхождении горизонтов глинистых брекчий в каменноугольном флише бассейна р. Сакмары. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1946, № 6.
- Б о г д а н о в А. А. 1. О герцинской структуре западного склона Южного Урала и юго-восточной окраины Русской платформы. Вопросы теоретической и прикладной геологии, сб. 4. Изд. Моск. геол.-разв. инст., 1947.
- Б о г д а н о в А. А. и К е л л е р Б. М. О некоторых формах тектонических нарушений каменноугольно-артинских отложений западного склона Южного Урала. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1947, 22 (4).
- В а х р у ш е в Г. В. Краткий геологический очерк южной части Стерлитамакского и западной части Зилаирского кантонов Баш. АССР. Хоз. Башк., 1927, № 6—7.
- В о и н о в а Е. В. Некоторые аммониты из байгенджинского горизонта артинского яруса Южного Урала. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1932, вып. 35.
- В о и н о в а Е. В. К стратиграфии артинского яруса Оренбургского Приуралья. Пробл. сов. геол., 1935, № 7.
- В о и н о в а Е. В., Р а з у м о в с к а я Е. Э., Р а з у м о в с к и й Н. К. и Х а б а к о в А. В. Стратиграфия артинских и кунгурских отложений оренбургской степи. Зап. Мин. общ., 1933, 62, № 2.
- В о и н о в а Е. В., К и р и ч е н к о Г. И., К о н с т а н т и н о в а Л. И., Р а з у м о в с к а я Е. Э., Р а з у м о в с к и й Н. К., С е р г и е в с к и й В. М. и Х а б а к о в А. В. Геологическое строение Орско-Халиловского района. М., Всесоюз. научно-иссл. геол. инст., 1941.
- Г а р а н ь М. И. Возраст и условия образования древних свит западного склона Южного Урала. Госгеолиздат, 1937.
- Г о р я и н о в а О. П., Д о р о ф е е в Н. Д., Н а л и в к и н Б. В., Н а л и в к и н Д. В., П е т р о в А. М., Р я б и н и н В. Н. и Ф а л ь к о в а Э. А. Стратиграфия древних немых толщ западного склона Южного Урала. Изв. Всесоюз. геол.-разв. об., 1931, вып. 70.
- Г о р я и н о в а О. П. и Ф а л ь к о в а Э. А. Древние свиты западного склона Южного Урала. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, нов. сер., отд. геол., 1937, 15 (3).
- Д и н г е л ь ш т е д т Н. Н. К вопросу о геологическом строении Южного Урала. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1932, вып. 243.
- Д и н г е л ь ш т е д т Н. Н. Геологические исследования в Тирлянском районе Южного Урала. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1933, вып. 277.
- З е г е б а р т Д. Г. О геологических исследованиях правобережья р. Сакмары. Тр. Нефть. геол.-разв. инст., 1936, вып. 84.
- И в а н о в А. И. Возраст древних свит западного склона Южного Урала. Уфа, Изд. Башк. гос. геол. упр., 1946.
- К а р п и н с к и й А. П. Геологические исследования в Оренбургском крае. Зап. Мин. общ., 1874, кн. 9, 212—310.
- К е л л е р Б. М. Каменноугольные и нижнепермские отложения юго-западной окраины Каратауского комплекса. Сов. геол., 1946, сб. 9.
- К е л л е р Б. М. Такатинская свита девона Башкирии. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1947, № 2.
- К е л л е р Б. М. и П у щ а р о в с к и й Ю. М. Каменноугольный флиш бассейна р. Сакмары. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1945, № 6.

- Келлер Б. М., Тихонов В. И. и Штрейс Н. А. К стратиграфии силура и нижнего девона между Белой и Иком на западном склоне Южного Урала. Доклады Акад. Наук, 1945, 50.
- Криченко Г. И. Метаморфическая толща «М» южной оконечности Урала. Зап. Мин. общ., 1936, 65, № 2.
- Константинова Л. Граптолитовые сланцы верхнего силура на восточном склоне Южного Урала. Пробл. сов. геол., 1935, № 5.
- Крестовников В. Н. К стратиграфии гониатитового карбона бассейна р. Сюрана на Южном Урале. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1935, 13, № 1.
- Лепехин И. И. Дневные записки путешествия доктора и Академии Наук адъютанта Ивана Лепехина по разным провинциям Российского государства в 1768 и 1769 г. СПб., 1795.
- Лермонтова Е. В. и Разумовский Н. К. О древнейших отложениях Урала (нижний силур и кембрий в окрестностях Кидясово на Южном Урале). Зап. Мин. общ., 1932, 62, № 1, 185—217.
- Либрович Л. С. К находке граптолитовой фации верхнего силура в Южном Урале. Изв. Гл. геол.-разв. упр., 1930, 49, № 1.
- Либрович Л. С. К геологии южной части Башкирского Урала. (Отчет о маршрутных геологических исследованиях на Южном Урале в 1929 г.). Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1932, вып. 144.
- Либрович Л. С. Гониатитовые фации карбона СССР и их значение для стратиграфии этих отложений. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1947, 22, вып. 5.
- Лунгерсгаузен. О фациальной природе и условиях отложения древних свит Башкирского Урала. Сов. геол., 1947, сб. 18.
- Львов К. А. и Олли А. И. К вопросу о геологии силуро-девонских образований р. Белой. Учен. зап. Казан. гос. унив., 1934, вып. 3, кн. 1.
- Львов К. А. и Олли А. И. Об отношении среднего девона к ашинской свите и о возрасте немых толщ западного склона Урала. Зап. Мин. общ., 1935, 65, № 2.
- Мурчисон, Вернейль и Кейзерлинг. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского. Горн. журн., 1848, кн. 1, 1—81, 123—213; 1848, кн. 2, 1—113; 1848, кн. 3, 33—81; 1848, кн. 4, 1—167, 171—243.
- Наливкин Д. В. О геологическом строении Южного Урала. Зап. Горн. инст., 1926, 7, 71—95.
- Наливкин Д. В. О силурийских отложениях Урала. Изв. Гл. геол.-разв. упр., 1930, 49, № 1, 95—101.
- Наливкин Д. В. Геологическая история Урала. Свердловск, 1943.
- Наливкин Д. В. Турнейский ярус Стерлитамакского района. Всесоюз. иссл. геол. инст. палеонт. и стратигр., 1945, сб. 4, 11—23.
- Ожиганов Д. Г. О возрасте Уральского хребта и вулканических циклов на Урале. Пробл. сов. геол., 1937, № 3.
- Олли А. И. Об условиях образования верхних свит древнего палеозоя на Южном Урале. Тр. Башк. геол. тр., 1937, вып. 6.
- Олли А. И. Характер кембрийского бассейна на Южном Урале. Сов. геол., 1945, сб. 6.
- Павлинов В. Н. Стратиграфия и тектоника южной части Южного Урала. Тр. Моск. геол.-разв. инст., 1937, 9.
- Павлинов В. Н. Краткая геологическая история и геоморфология южной части Башкирского Урала. Тр. Моск. геол.-разв. инст., 1938, 13.
- Павлинов В. Н. Новые данные о строении палеозойского массива Шайтан-тау на Южном Урале. Вопросы теоретической и прикладной геологии, сб. 4. Изд. Моск. геол.-разв. инст., 1947.
- Паллас Г. Путешествия по разным провинциям Российского государства. СПб., 1773.
- Петренко А. А. и Кипарисова Л. Д. Стратиграфия каменноугольных отложений окрестностей д. Яхьи. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1937, 15 (2).
- Раузер-Черноусова Д. М. Стратиграфия верхнего карбона и артинского яруса западного склона Урала и материалы к фауне фузулинид. Тр. Геол. инст. Акад. Наук, 1940, 7.

- Руженцев В. Е. 1. К вопросу о стратиграфии верхнего палеозоя Актыбинской и Оренбургской областей. Пробл. сов. геол., 1936, № 1.
- Руженцев В. Е. 2. Новые данные по стратиграфии каменноугольных и нижнепермских отложений Оренбургской и Актыбинской областей. Пробл. сов. геол., 1936, № 6.
- Руженцев В. Е. 1. Краткий очерк стратиграфии каменноугольных и нижнепермских отложений Оренбургской области. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1937, 15 (3).
- Руженцев В. Е. 2. Проблема карбона и перми. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1937, 15 (5).
- Руженцев В. Е. Аммонии сакмарского яруса и их стратиграфическое значение. Пробл. палеонт., 1938, 4.
- Руженцев В. Е. О подразделении верхнего карбона. Доклады Акад. Наук, 1944, 46, № 1.
- Руженцев В. Е. Основные фациальные зоны верхнего карбона на Южном Урале. Доклады Акад. Наук, 1946, 53, № 8.
- Руженцев В. Е. К вопросу об объеме сакмарского яруса. Доклады Акад. Наук, 1947, 57, № 9.
- Семихатова С. В. Брахиоподы башкирских слоев СССР. Тр. Палеонт. инст. Акад. Наук, 1941, 12, вып. 4.
- Соколов Д. Н. К орографии и геологии Общего сырта. Изв. Оренбургск. отд. Рус. геогр. общ., 1897, вып. 11.
- Теодорович Г. И. К геологии среднего и верхнего карбона западного склона Южного Урала. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1935, 13 (1).
- Теодорович Г. И. Башкирский ярус среднего карбона и его подразделения. Доклады Акад. Наук, 1945, 49, № 2.
- Тихонович Н. Н. Геологический очерк центральной и западной части Актыбинского уезда Тургайской области. Изв. Геол. ком., 1905.
- Тяжева А. П. Геологическое строение района рек Куруила, Бухарчи и Бискужи. Сов. геол., 1948, сб. 34.
- Хабаров А. В. Следы каледонского диастрофизма в южной части Южного Урала. Зап. Мин. общ., 1935, 64, вып. 1.
- Хабаров А. В. По поводу статьи В. Е. Руженцева «К вопросу о стратиграфии верхнего палеозоя Актыбинской и Оренбургской областей». Зап. Мин. общ., 2 сер., 1936, 65, вып. 2.
- Хабаров А. В. Косая слоистость в каменноугольных и нижнепермских песчаниках Южного Урала. Сб. Косая слоистость и ее геологическая интерпретация. Тр. Всесоюз. инст. мин. сырья, 1940, вып. 165.
- Хворова И. В. Среднекаменноугольные отложения западного склона Урала в пределах южной Башкирии и Оренбургской области. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, 1937, 15 (6).
- Хворова И. В. Нижнекаменноугольные отложения западного склона Урала в пределах южной Башкирии, Чкаловской области и Северного Казахстана. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, 1939, 17 (2³—3).
- Штрейс Н. А. О некоторых основных понятиях в учении о геосинклиналях. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1947, 22 (5).
- Штукенберг А. А. Геологические исследования в Южном Урале (предв. отчет). Изв. Геол. ком., 1896, 15, 249—257.
- Янишевский М. Э. Нижнекаменноугольные известняки около пос. Хабарного Оренбургской губ. Изв. Томск. техн. инст., 1910—1911, 22, № 2, 1—99.
- Янин А. Л. Тектоника Каргалинских гор. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1932, 10 (2), 308—345.
- Helmersen. Reise nach dem Ural und der Kirgisischen Steppe, T. 1—2. СПб., 1843.

ЛИТЕРАТУРА КО ВТОРОЙ ЧАСТИ РАБОТЫ

- Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В., Павловский Е. В., Херасков Н. П. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М., 1937.
- Белюсов В. В. О колебательных движениях земной коры. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1938, № 2.

- Бел оу с о в В. В. Мощность отложений, как выражение режима колебательных движений земной коры. Сов. геол., 1940, № 2—3.
- Б о г д а н о в А. А. О происхождении горизонтов глинистых брекчий в каменноугольном флише бассейна р. Сакмары. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1946, № 6., 91—104.
- Б у б н о в С. Геология Европы, т. 2. Внеальпийская Западная Европа, ч. 1. Каледониды и Вариссиды. Л.— М., 1935.
- В а с с о е в и ч Н. Б. 1. К вопросу об условиях образования флиша. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1940, вып. 4.
- В а с с о е в и ч Н. Б. О двух типах ритмичной слоистости карбонатного флиша. Доклады Акад. Наук, 1941, 33, № 4, 311—314.
- В а с с о е в и ч Н. Б. Флиш и методика его изучения. 1948.
- В а с с о е в и ч Н. Б. и К а л и н к о М. К. Опыт коннекции флишевых отложений. Азерб. нефт. хоз., 1939, № 6.
- Г р о с с е й м В. А. О значении и методике изучения вероглифов на материале кавказского флиша. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1946, № 2.
- К е л л е р Б. М. и П у щ а р о в с к и й Ю. М. Каменноугольный флиш бассейна р. Сакмары. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1945, № 6.
- Л и б р о в и ч Л. С. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале. Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 81.
- М а к с и м о в а С. В. Палеоэкология и фациальный анализ и стратиграфия нижней перми среднего течения р. Юрезани. Рефераты научно-исследовательских работ Отделения биологических наук за 1945 г. 1946, 218.
- Н а л и в к и н Д. В. Учение о фациях. Условия образования осадков. 2-е изд. 1933.
- Н а л и в к и н В. Д. и Д м и т р и е в Г. А. Геологические исследования в районе среднего течения р. Юрезани на западном склоне Южного Урала. Тр. Нефт. геол.-разв. инст., сер. А, 1939, вып. 115.
- О с и п о в а А. И. 1. Верхнепалеозойский флиш р. Юрезани (зап. склон Ю. Урала). Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, нов. сер., отд. геол., 1945, 20, № 3—4, 111—119.
- О с и п о в а А. И. 2. Литология, фациальный анализ и геологическая история верхнего карбона и нижней перми Юрезанско-Айской впадины. Рефераты научно-исследовательских работ Отделения биологических наук Акад. Наук за 1945 г., 1946, 220.
- Р у г е в и ч К. Некоторые результаты геологических исследований по восточному берегу Черного моря и несколько слов о Кавказском флише. Горн. журн., 1887, № 3.
- Х а б а к о в А. В. Косая слоистость в каменноугольных и нижнепермских песчаниках Южного Урала. Сб. Косая слоистость и ее геологическая интерпретация. Госгеолиздат, 1940.
- Ш а т с к и й Н. С. Большой Донбасс и система Вичита. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1946, № 6.
- B a i l y. New Light on Sedimentation and Tectonics. Geol. Mag., 1930, 63, 788.
- B u c h e r W. H. Submarine valleys and related geologic problems of the North Atlantic. Bull. Geol. Soc. America, 1940, 51.
- G i g n o u x M. Géologie Stratigraphique. Paris, 1936.
- H o n e s s C. W. Geology of the Southern Ouachita Mountains of Oklahoma. Bull. Oklah. Geol. Surv., 1923, № 32.
- H o r n E. Ueber geologische Bedeutung der Tiefseeegraben. Geol. Rdsch., 1915, 5.
- J o n e s O. T. On the evolution of a Geosyncline. Quart. Jour., 1938, 94, part. II.
- L a p p a r e n t. Etude litologique des terrains crétacées de la région de Henday. Mém. Carte géol. France, 1918.
- L e v o r s e n A. I. Seminole County. Oil and Gas in Oklahoma. Bull. Oklah. Geol. Surv., 1930, № 40, 289.
- M a r r Y. E. Conditions of Deposition of the Stockdale shales of the Lake District. Quart. Journ., 1925, 81, 113.
- M a r r Y. E. Deposition of the sedimentary Rocks. 1929.
- M i s e r H. D. a. H o n e s s C. W. Age relations of the Carboniferous Rocks of the Ouachita Mountains of Oklahoma and Arkansas. Bull. Oklah. Geol. Surv., 1927, № 44.
- P o w e r s S. Age of the Folding of the Oklahoma Mountains, the Ouachita, Arbuckle and Wichita Mountains in Oklahoma and the Llano-Burnet and Marathon uplifts of Texas. Bull. Geol. Soc. America, 1928, 39, 1040.

- S u j k o v s i. La série de szipot dans les Carpates Polonaises orientales. Prace państwowego Instytutu Geologicznego, t. 3, zeszyt 2, 1938.
- T o m l i n s o n C. W. The Pennsylvanian system in the Ardmore Basin. Bull. Oklah. Geol. Surv., 1929, № 46.
- U l r i c h E. O. Fossiliferous Boulders in the Ouachita «Caney». Shale and the Age of the Shale containing them. Bull. Oklah. Geol. Surv., 1927, № 45.
- W a t e r s c h o o t v a n d e r G r a c h t. 1. Permo-carboniferous Orogeny in South-Central United States. Bull. Amer. Ass. Petr. Geol., 1931, 15, № 9.
- W a t e r s c h o o t v a n d e r G r a c h t. 2. Pre-carboniferous Exotic Boulders in so called Caney Shale in the Northwestern front of the Ouachita Mountains of Oklahoma. Journ. Geol., 1931, 39, № 8.
- Z u b e r R. Ueber die Entstehung des Flysch. Zs. prakt. Geol., 1901, 283.
- Z u b e r R. Flisz i nafta. 1918.
-

О Г Л А В Л Е Н И Е

	<i>Стр.</i>
Введение	1
 Часть I. Зилаирский синклиорий	 3
Обзор предшествующих работ	3
Стратиграфия Зилаирского синклиория и смежных поднятий	10
Силур	11
Нижний и средний девон	18
Верхний девон	27
Нижний карбон	32
Средний карбон	48
Верхний карбон	56
Нижняя пермь (сакмарский и артинский ярусы)	66
Тектоника Зилаирского синклиория	78
История развития Зилаирского синклиория	92
 Часть II. Флиш и сходные с флишем формации Зилаирского синклиория	 109
Аспидная формация Зилаирского синклиория	112
Другие примеры аспидной формации	121
Тектоническое положение аспидной формации	128
Фациальные условия отложения аспидной формации	129
Флишевая формация Зилаирского синклиория	130
Другие примеры флишевой формации в палеозое	139
Тектоническое положение флишевой формации	147
Фациальные условия отложения флиша	149
Место рассмотренных формаций в развитии геосинклиналей	156
Литература к первой части работы	160
Литература ко второй части работы	163

Цена 12 руб. 50 коп.,