АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 35

М. Е. РААБЕН

СТРАТИГРАФИЯ ДРЕВНИХ СВИТ ПОЛЯРНОГО УРАЛА
СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРНОЙ ОКОНЕЧНОСТИ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА · 1959

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 35

М. Е. РААБЕН

СТРАТИГРАФИЯ ДРЕВНИХ СВИТ ПОЛЯРНОГО УРАЛА. СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРНОЙ ОКОНЕЧНОСТИ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1959

Ответственный редактор
В. В. Меннер

СТРАТИГРАФИЯ ДРЕВНИХ СВИТ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

ВВЕДЕНИЕ

Древние метаморфические свиты Полярного Урала лишь в последние двадцать лет стали привлекать к себе пристальное внимание исследователей в связи с поисками железорудных месторождений в районах, примыкающих к Воркутинскому угольному бассейну.

В предшествующий период метаморфические породы Полярного Урала изучали преимущественно петрографы: О. О. Баклунд (1912), А. Н. Заварицкий (1932), Г. Л. Падалка (1936) и другие, отдававшие, по словам Баклунда, предпочтение свежим, хорошо кристаллизованным породам Восточного склона над мелкозернистыми и однообразными на вид породами Главного хребта (Баклунд, 1912).

Изучение же стратиграфии древних свит было начато сравнительно недавно, когда для более южных районов Урала уже были разработаны более или менее детальные стратиграфические схемы.

Исследования А. В. Хабакова, К. И. Постоева, К. Г. Войновского-Кригер положили начало стратиграфическим работам по древним свитам северной оконечности хребта. Уже в 1938 г. К. И. Постоев дал для бассейна верховьев р. Усы схему, к сожалению оставшуюся мало известной, в которой он правильно установил стратиграфическую последовательность основных комплексов древних немых толщ осевой полосы Полярного Урала. Он выделил снизу вверх четыре свиты:

1) амфиболовые гнейсы и амфиболиты, 2) зеленые кварцево-альбито-серицит-хлоритовые сланцы; 3) зеленовато-серые кварциты, серицит-кварцитовые сланцы и рассланцованные конгломераты; 4) кварциты.

А. В. Хабаков, который исследовал в 1936—1938 гг. северную часть Урала, от массива Рай-из до Константинова Камня, предложил схему расчленения древних свит для всего этого большого региона и сопоставил ее со стратиграфической схемой Приполярного Урала (Хабаков, 1945). Весьма важным моментом было выделение им двух маркирующих свит — свиты крупнослоистых кварцитовидных песчаников и кварцитов (MP_2) и свиты хлорито-серицитовых сланцев с линзами мраморизованных известняков (MP_4).

После Отечественной войны изучением Полярного Урала занималось несколько больших коллективов геологов. Значительный вклад в стратиграфию древнейших отложений этого региона внесли Г. П. Софронов, М. Н. Парханов и другие. Большое значение имели также работы К. Г. Войновского-Кригер по стратиграфии палеозойских, в том числе нижнепалеозойских отложений Западного склона.

В 1947 г. Г. П. Софронов предложил стратиграфическую схему древних свит осевой полосы Полярного Урала, в которой эти свиты были

разделены на две серии. Нижняя серия была отнесена к кембрию и подразделена, в свою очередь, на пять свит:

1) хлоритовые сланцы и кварциты (или графитоидно-кварцито-сланцевая свита); 2) зеленые сланцы; 3) мраморно-кварцито-сланцевая свита; 4) эффузивно-туфо-сланцевая свита; 5) филлиты (или свита гематитовых сланцев).

Верхняя серия, включающая две свиты (нижнюю — кварцитовую и верхнюю — известняковую), была отнесена на основании фаунистических данных к ордовику и силуру.

Большим шагом вперед было установление двух маркирующих толщ,— свиты хлоритово-углистых сланцев и кварцитов и мраморно-кварцито-сланцевой свиты, соответствующей свите $МР_4$ А. В. Хабакова. Слабым местом схемы Г. П. Софронова было отрицание самостоятельного стратиграфического значения комплекса амфиболитов и гнейсов, развитого в бассейнах рек Б. Хадаты, Б. Харбея и Б. Ханмея. Эти гнейсы и амфиболиты Г. П. Софронов, как и А. В. Хабаков, считал не наиболее древними, а наиболее сильно метаморфизованными породами осевой полосы. Лишь в 1956 г. он включил их в стратиграфическую колонку на правах свиты (Софронов, 1956).

М. Н. Парханов (1956), изучавший в течение ряда лет древние свиты, выходящие в ядрах крупных антиклинальных структур Западного склона, выделил среди них:

1) свиту зеленых сланцев; 2) свиту гематитовых сланцев; 3) энганпэйскую свиту песчаников, гравелитов и основных эффузивов и 4) несогласно перекрывающую их манито-ныردскую свиту кварцитовидных песчаников и конгломератов, впоследствии на основании находок фауны отнесенную автором к нижнему ордовику.

Большое значение имели исследования К. Г. Войновского-Кригер в бассейне р. Лемвы, показавшие своеобразие фаций палеозойских отложений южных районов Западного склона Полярного Урала — его Лемвинской зоны.

С 1949 по 1953 г. Институт геологических наук АН СССР поставил специальные стратиграфические работы в осевой полосе Полярного Урала между реками Елец и Щучья, в бассейнах Б. и М. Пайпудыны, верхнего течения Усы, Б. Хадаты, Лангот-югана, Б. Харбея, Б. Ханмея и Соби, где древние свиты развиты наиболее широко, разрез их наиболее полон, а тектоническая структура, несмотря на всю свою сложность, позволяет установить соотношение отдельных толщ между собой. Именно на основании изучения этих районов автор разработал приводимую ниже стратиграфическую схему древних свит с учетом тех данных по стратиграфии нижних горизонтов разреза, которые были получены Н. П. Херасковым, проводившим тектонические исследования в бассейне среднего течения р. Б. Хадата.

Районы осевой полосы, расположенные севернее р. Б. Щучьей, изучались в эти же годы геологами НИИГА — Б. Я. Осадчевым, А. М. Ивановой (1956), Ю. С. Бушканец и Д. Г. Беляковым (1954). Сопоставление изученных ими разрезов древних свит с разрезами, изученными автором, а также сравнение стратиграфии древних свит Полярного и Приполярного Урала приведено в конце работы.

Глава I

ОПИСАНИЕ ДРЕВНИХ СВИТ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Метаморфические толщи осевой полосы Полярного Урала подразделяются на три серии, разделенные стратиграфическим или угловым несогласием: хадатинскую, щучьинскую и верхнесобскую (Раабен, 1952, 1956).

Первая из них представлена сильно метаморфизованными породами, главным образом амфиболитами и гнейсами, генезис которых не ясен. Две верхние — менее измененными толщами осадочного и осадочно-вулканогенного происхождения — кварцитовыми, хлоритовыми и эпидото-хлоритовыми сланцами, кварцитами и мраморами.

Верхнесобская серия трансгрессивно залегает на различных горизонтах щучьинской, а иногда непосредственно на хадатинской. Ее отложения, в свою очередь, перекрыты грубообломочными толщами нижнего ордовика, залегающими трансгрессивно, с угловым несогласием.

ХАДАТИНСКАЯ СЕРИЯ (R^{ch})

Породы хадатинской серии образуют центральную часть антиклинория осевой полосы Полярного Урала. Они широко развиты в бассейнах верхнего и отчасти среднего течения рек Б. Щучьей, Б. Хадаты, Лангот-югана, Б. Харбея, М. и Б. Ханмея и Соби, а также в пределах Хараматалоусской депрессии (фиг. 1). Наиболее полно и типично они обнажаются, по данным Н. П. Хераскова, в бассейне р. Б. Хадаты, от которой серия и получила свое название.

Хадатинская серия представлена главным образом амфиболитами, которым подчинены амфиболовые и слюдяные сланцы. С амфиболитами тесно связаны плагиогнейсы, по-видимому, инъецирующие их и достигающие часто значительного распространения. Как гнейсы, так и амфиболиты привлекали внимание почти всех предшествующих исследователей. О. О. Баклунд, А. Н. Заварицкий, Г. Л. Падалка, К. Г. Войновский-Кригер считали амфиболиты осевой полосы измененными осадочно-вулканогенными породами, а А. В. Хабаков, напротив, решительно высказывался в пользу их изверженного происхождения. Н. П. Херасков, проводивший исследования в районах, где количество гнейсов значительно сокращается, установил, что среди амфиболитов выделяется несколько толщ, отличающихся одна от другой, как по внешнему облику, так и по минералогическому составу, и прослеживающихся по простиранию на многие километры и даже сотни километров. Эти толщи залегают в совершенно определенной стратиграфической последовательности, что не

Фиг. 1. Схема распространения древних свит южной части Полярного Урала.

1 — средний и верхний ордовик; *2* — нижний ордовик; *3* — свита Пендирма-пе; *4* — пайпудынская свита; *5* — понпельшорская свита; *6* — зенит-шорская свита; *7* — лангот-юганская свита; *8* — ворчинская свита; *9* — усть-нодьинская свита; *10* — верхнехарбейская свита; *11* — верхнеелецкая свита; *12* — хадатинская серия; *13* — граниты; *14* — диориты, габбро; *15* — ультраосновные породы.

согласуется с предположением об их интрузивном происхождении. Это заставляет Н. П. Хераскова вернуться к представлению об осадочно-вулканогенной природе амфиболитов хадатинской серии.

Плагиогнейсы, широко распространенные среди амфиболитов, обычно тесно связаны с последними, образуя среди них узкие согласные тела. Они, по-видимому, представляют собой большей частью изверженные породы, пронизывающие толщу амфиболитов. Н. П. Хераскову, а также И. А. Преображенскому (устное сообщение) удалось даже наблюдать ксенолиты амфиболитов в плагиогнейсах. Внедрение последних предшествовало образованию большей части осадочно-метаморфической толщи Полярного Урала, так как их гальки встречаются уже в основании верхнехарбейской свиты щучьинской серии (Иванова, Устрицкий, Молдаванцев, 1957).

Автор настоящей работы наблюдал хадатинскую серию на междуречье Соби и Б. Ханмея в узкой полосе западной ее окраины, в верховьях рек Б. Харбея, Лангот-югана и Немур-югана, а также в северной части Хараматалоусской депрессии, у подножья хребта Рай-из.

В бассейне р. Б. Ханмея породы хадатинской серии примыкают с запада к массиву древних диоритов Восточного склона, от которых местами они отделены небольшими массивами серпентинитов, образующими прерывистую цепочку.

Среди пород хадатинской серии в этом районе выделяются три полосы. На востоке протягивается полоса шириной до 1,5 км, сложенная светло-зелеными плитчатыми амфиболитами с крупными порфиробластами малиново-красного, трещиноватого граната. Она хорошо прослеживается от горы Герд-из до оз. Ханмей-то.

Западнее проходит полоса преимущественного развития альбитовых амфиболитов. Это черно-зеленые или серо-зеленые породы, то массивные, то значительно рассланцованные, иногда переходящие в амфиболовые сланцы. Альбит, количество которого сильно варьирует, образует в них очень характерные округлые белые включения, диаметром до 0,2 см, то разбросанные равномерно, то обогащающие отдельные полосы, придающие породе ленточную текстуру. В амфиболитах часто присутствует макроскопически различимый гранат в виде идиоморфных прозрачных зерен темно-красного цвета.

Альбитовые амфиболиты тесно связаны и переслаиваются со светлыми слюдисто-альбитовыми гнейсами и сланцами. Количество последних быстро возрастает в западном направлении, где полоса амфиболитов сменяется широкой зоной чередования гнейсов и амфиболитов.

Среди гнейсов наиболее распространены белые или светло-серые слюдисто-альбитовые разности, переходящие в светлые слюдяно-альбито-кварцевые сланцы. Реже встречаются пятнистые, белые с зеленым альбитовые гнейсы с амфиболом.

Амфиболиты обычно состоят в основном из голубовато-зеленой, щелочной или полущелочной роговой обманки и альбита. Они почти всегда содержат гранаты, а также мусковит или, гораздо реже, биотит. Породы часто хлоритизированы, эпидотизированы, цоизитизированы и, как правило, окварцованы. Часто в них присутствует сфен, пирит, а иногда и карбонаты. Некоторые разности амфиболитов, образованные почти исключительно актинолитом, не содержат альбита, но мусковит в них иногда появляется.

Среди подчиненных амфиболитам темно-зеленых сланцев, кроме рассланцованных амфиболитов одного с ними состава, встречаются иногда окварцованные альбит-хлоритовые сланцы с мусковитом, эпидотом и цоизитом, содержащие в виде примеси, как и амфиболиты, сфен и рудные минералы.

Белые и светло-серые гнейсы представлены большей частью мусковит-альбитовыми разностями, в них обычно присутствует цоизит, реже эпидот и хлорит. Довольно часто встречается ортит, почти всегда — гранат и сфен. Кроме того, нередки рутил, турмалин и рудные минералы. Светлые альбит-мусковитовые сланцы имеют тот же состав и микроскопически часто почти неотличимы от гнейсов.

В некоторых разновидностях гнейсов присутствует голубовато-зеленый шелочный амфибол.

В западной полосе хадатинской серии амфиболиты и гнейсы связаны между собой чрезвычайно тесно. В окраске их преобладают серовато-зеленые тона. Породы здесь, как правило, сильно окварцованы, часто хлоритизированы и эпидотизированы.

Амфиболовые породы представлены как настоящими альбитовыми амфиболитами, с голубовато-зеленой полущелочной роговой обманкой, так и амфиболо-слюдяными и эпидото-амфиболо-слюдяными сланцами, в которых светлая слюда замещает роговую обманку. Гранат здесь гораздо более редок, чем в альбитовых амфиболитах второй полосы.

Альбитово-слюдяные плагиогнейсы и сланцы того же состава распространены в западной полосе очень широко и иногда преобладают над амфиболитами. Это светло-зеленые или светло-серо-зеленые породы, то массивные, то рассланцованные.

Многие их разности аналогичны по составу породам, развитым в среднем течении р. Б. Ханмея. Другие, в отличие от них, содержат в большом количестве хлорит, в то время как мусковит встречается часто, но не всегда; иногда в них присутствует голубовато-зеленая полущелочная роговая обманка. Очень распространен эпидот, реже встречаются цоизит и клиноцоизит. Из акцессорных минералов гранат встречается гораздо реже, чем в восточной полосе, зато очень распространен апатит. Как и в гнейсах среднего течения р. Б. Ханмея, часто присутствуют сфен, рутил, турмалин, рудные минералы.

Среди пород хадатинской серии, особенно в их западной полосе, широко распространены и мигматиты. Все породы серии несут на себе следы сильного последующего окварцевания.

На западе поле развития этой серии четко ограничено выходами пород основания щучьинской или верхнесобской серии. Контакт, хотя и замаскированный местами интрузиями более молодых изверженных тел, цепочкой тянущихся вдоль него, имеет стратиграфический характер. Гальки амфиболитов и гнейсов, встреченные местами в основании щучьинской серии, свидетельствуют о том, что, каково бы не было происхождение амфиболитов и гнейсов осевой полосы, они являются более древними, чем эта толща, и что хадатинская серия должна считаться стратиграфическим комплексом, лежащим в основании разреза Полярного Урала.

Стратиграфически выше хадатинской серии и ниже фаунистически охарактеризованных отложений ордовика залегает мощная толща сланцев, кварцитов и кварцитовидных песчаников, мраморов и доломитов, также сильно метаморфизованных, но все же сохраняющих признаки осадочного происхождения.

Мы уже упоминали, что эта осадочно-метаморфическая толща залегает на хадатинской серии с размывом. Кроме того, она отделена от подстилающих пород скачком в метаморфизме: если главными минералами, определяющими облик хадатинской серии, являются амфиболы, особенно полущелочные, и альбит, то об осадочно-метаморфической толще часто говорят, как о «толще хлоритовых сланцев». Действительно, хлоритовые и хлорит-содержащие сланцы распространены в ней

чрезвычайно широко и входят в состав всех ее свит. Значительно реже встречаются эпидотовые и актинолитовые сланцы.

Будучи характерными для всей толщи в целом, хлоритовые сланцы не могут быть использованы для ее расчленения на более дробные горизонты. Для этой цели приходится прибегать к прослоям углистых сланцев, карбонатных пород, кварцитов и т. п., количественно подчиненных хлоритовым сланцам, но характерных для отдельных горизонтов, или, вернее, свит осадочно-метаморфической толщи.

Значительный перерыв, сопровождающийся размывом, разделяет эту толщу на две самостоятельные серии. Нижняя из них, развитая главным образом в северной части района, особенно в бассейне р. Б. Щучьей, получила название щучьинской. Верхняя же, залегающая трансгрессивно и с размывом на породах щучьинской серии или даже непосредственно на хадатинской серии, представлена наиболее типично в бассейне р. В. Соби и может быть названа верхнесобской.

Каждая из этих двух серий, в свою очередь, подразделяется на несколько свит.

ЩУЧЬИНСКАЯ СЕРИЯ ($R^{\hat{c}}$)

Щучьинская серия с незначительными перерывами прослеживается от северной до южной границы исследованного района. В ее толще снизу вверх выделяются четыре свиты: верхнеелецкая, верхнехарбейская, усть-нодьинская и ворчинская.

Наиболее полно серия развита на севере района, где ширина полосы ее выходов достигает почти 20 км. К югу она быстро сужается, и в бассейне р. Лангот-югана местами сходит на нет. Узкой полосой она прослеживается в бассейне р. В. Соби и, наконец, снова приобретает широкое распространение в Хараматалоусской депрессии. Однако, если на севере развиты в основном вторая, третья и четвертая из перечисленных свит, то в Хараматалоусской депрессии представлены лишь две нижние свиты.

Верхнеелецкая свита ($R^{\hat{c}_1}$) ярко-зеленых, грубых плитчатых сланцев распространена исключительно в пределах Хараматалоусской депрессии, где слагает крутой уступ на Западном склоне, в верховьях р. Ельца и его притоков.

Свита граничит на востоке с темно-зелеными амфиболитами хадатинской серии, а на западе — с черными углисто-кварцитовыми сланцами верхнехарбейской свиты.

Разрез верхнеелецкой свиты хорошо обнажен в верховье рек Ельца, Лек-вожа, Яй-ю и многих маленьких ручьев (их притоков) и отличается большим однообразием.

Это непрерывная толща сланцев, то очень грубых, то более тонкорассланцованных. Подавляющую часть составляют ярко-зеленые плитчатые, толсторассланцованные, грубозернистые сланцы, иногда напоминающие кварцитовидные песчаники. Тесно связанные с зелеными сланцами белые сахаровидные гнейсы залегают в них согласно в виде маломощных прослоев в несколько сантиметров мощности, а черные сланцы образуют редкие ничтожной мощности пропластки. Все эти разновидности пород хорошо различаются микроскопически.

Породы первого типа представляют собой кварцево-актинолитовые сланцы, обычно содержащие, кроме актинолита и кварца, альбит, эпидот и хлорит. Изредка к этим минералам присоединяется мусковит. Из акцессорий сланцы содержат сфен, лейкоксен, клиноцоизит, рудные минералы. Некоторые разности представляют собой песчанистые сланцы

с тонким чередованием прослоев кварцевого песчаника и актинолит-хлорит-эпидотового сланца, что говорит об их осадочном происхождении.

Породы второго типа представляют собой окварцованные, милонитизированные гнейсы, состоящие из кварца, щелочного плагиоклаза и светлой слюды (мусковит или парагонит). Часто присутствуют хлорит и эпидот. Из акцессорных часто встречается сфен, изредка апатит, рудные минералы.

Наконец, породы третьего типа представляют собой катаклазированные углисто-кварцитовые сланцы. Кроме кварца и углистого вещества, в очень небольшом количестве они содержат лишь мусковит.

Кроме этих пород, всегда присутствующих в составе верхнеелецкой свиты, местами в ней встречаются ничтожной мощности пропластки и линзочки известняка.

Отнесение верхнеелецкой свиты к щучьинской серии несколько условно. Присутствие в ней прослоев углисто-кварцитовых сланцев и известняков сближает ее со свитами вышележащей осадочно-метаморфической толщи, в основании которой в Хараматалоусской депрессии нет следов перерыва. С другой стороны развитие среди сланцев верхнеелецкой свиты инъекционных плагиогнейсов сближает эту свиту с нижней, хадатинской серией. Все это позволяет предполагать, что перерыв в осадконакоплении, который прослеживается в основании верхнехарбейской свиты на севере, не проявился в Хараматалоусской депрессии, где ему соответствует верхнеелецкая свита.

Верхнехарбейская свита ($R\hat{c}_2$) обычно залегает непосредственно на амфиболитах и гнейсах хадатинской серии. Она была выделена Г. П. Софроновым в бассейне верхнего течения р. Б. Харбея под названием свиты хлоритовых сланцев и кварцитов (1947) и графитоидно-кварцито-сланцевой свиты (1956). Эта свита давно считалась лучшим маркирующим горизонтом среди древних сланцевых толщ осевой полосы Полярного Урала.

Вводя для нее новое название, мы исходили не столько из желания унифицировать принцип номенклатуры всех свит, сколько из необходимости уточнить объем и границы распространения верхнехарбейской свиты. Применение литологического названия, как бы правильно оно ни отражало облик свиты и как бы ни было удобно в поле, часто ведет к путанице при составлении стратиграфической шкалы и геологической карты сколько-нибудь обширного района.

Верхнехарбейская свита распространена менее широко, чем это представлялось ранее. Ее отложения встречаются почти исключительно в непосредственной близости от поля гнейсов и амфиболитов хадатинской серии.

Наиболее полно свита представлена на севере исследованного района, между р. Б. Щучьей и верховьями р. Сядаты, где разрез щучьинской серии вообще наиболее полон. Главная полоса верхнехарбейской свиты тянется от р. Б. Щучьей до оз. Сядата-ты, а между верховьями рек Б. Сядаты и Немур-юганом исчезает, трансгрессивно перекрываясь ланготюганской свитой; снова она появляется только в верховьях р. Б. Харбея, откуда прослеживается до р. Соби. Продолжением этой полосы является ряд выходов черных углисто-кварцитовых сланцев, тянущийся вдоль края Хараматалоусской депрессии, между полосами выходов верхнеелецкой свиты и филлитов ордовика.

Непосредственно наблюдать характер контакта верхнехарбейской свиты и хадатинской серии в исследованном нами районе не удается, отчасти из-за условий обнаженности, отчасти же этому мешает серия небольших, более молодых изверженных тел, приуроченных к западной

границе поля амфиболитов и гнейсов. Однако к северу от р. Б. Щучьей, по данным Д. Г. Белякова, Ю. С. Бушканец и А. М. Ивановой (Иванова, Устрицкий и Молдаванцев, 1957) в основании верхнехарбейской свиты залегают конгломераты, в состав галек которых входят породы подстилающей толщи, что говорит о наличии размыва в основании свиты.

Верхнехарбейская свита представляет собой толщу переслаивания черных, серых и зеленовато-серых сланцев, то твердых кварцитовидных, то мягких тонкорассланцованных. Для нее особенно характерны серые и черные слюдяно-кварцитовые и кварцито-слюдяные (мусковитовые или биотит-мусковитовые) сланцы, переходящие то в почти чистые кварцитовые, то в слюдяные сланцы. Черные разности содержат углистое вещество иногда в таком количестве, что могут быть названы углисто-кварцитовыми или углисто-слюдяно-кварцитовыми сланцами. Серые разности содержат углистое вещество в гораздо меньшем количестве или даже вовсе не содержат его.

Черным и серым сланцам подчинены серо-зеленые, грязно-зеленые и серебристо-зеленовато-серые, в которых, кроме кварца и мусковита, присутствует также хлорит. Количественные соотношения кварца, мусковита и хлорита варьируют. Углистое вещество в зеленых и зелено-серых разностях, как правило, отсутствует.

Сланцы верхнехарбейской свиты часто богаты пиритом, кристаллы которого, в виде правильных кубиков, иногда достигают 1—2 см. При разрушении пирит переходит в гидроокислы железа, окрашивающие выветрелую поверхность пород в красно-бурый цвет.

Очень характерно присутствие в сланцах верхнехарбейской свиты мелких, по-видимому, переотложенных зерен гранатов, почти не встречающихся в вышележащих свитах, а также окатанных зерен апатита. Кроме того, в них встречаются циркон, рутил, сфен, турмалин; однако эти минералы распространены вообще довольно широко в свитах осадочно-метаморфического комплекса.

Сланцам подчинены небольшие прослои и линзы мраморизованных известняков, два выхода которых наблюдались на междуречье рек Б. Хадаты и Б. Щучьей. Кроме того, мраморизованные известняки были встречены в восточной части осевой полосы в синклиналях на Яр-шоре и Лапта-югане.

Очень типичный разрез части верхнехарбейской свиты наблюдается в верховьях большой балки, впадающей в р. Б. Щучья справа, ниже устья Ноде-яги.

Под осыпью гнейсов и амфиболитов, покрывающей край водораздела, здесь выходят:

		Мощность, м
$R\hat{c}_2$	1. Черные, крепкие плитчатые кварцитовидные сланцы с подчиненными прослоями грязно-зеленых, несколько более мягких сланцев	60
	2. Черные, более мягкие сланцы, пронизанные множеством согласно залегающих пластовых жил белого кварца	10—15
	3. Сланцы черные, мягкие, хорошо рассланцованные, с большим количеством пирита. Выветрелая поверхность ржаво-бурая .	100
	4. Грязно-серо-зеленые плотные, но довольно мягкие сланцы	100
	5. Сланцы черные, плотные, крепкие, с отдельными прослоями еще более крепких, кварцитовидных серых сланцев; местами в них наблюдается густая вкрапленность пирита; пачка пронизана большим количеством кварцевых жил	около 50

Совершенно согласно, но с резкой границей черные сланцы сменяются толщей светло-серо-зеленоватых тонкозернистых алевролитов и сланцев вышележащей свиты.

Залегание всей толщи кажется моноклинальным, но присутствие в ней изоклинальных складок весьма вероятно, так как местами в глыбах

осыпи наблюдались чрезвычайно узкие, сжатые изоклинальные складочки, с короткими, чуть приостренными сводами.

Условия залегания верхнехарбейской свиты не позволили составить ее послойный разрез, так как мелкая, очень интенсивная складчатость, развитая в этой свите, по много раз выводит на поверхность не только один и тот же горизонт или слой, но даже одни и те же мелкие пропластки. Это не позволяет также с уверенностью установить мощность верхнехарбейской свиты, которая, вероятно, достигает 200—250 м.

Непосредственно к северу от р. Б. Щучьей свита прослежена геологами НИИГА, выделяющими ее под названием няровейской.

Усть-нодьинская свита ($R\hat{c}_1$) светло-серо-зеленых сланцев и катаклазированных алевролитов была выделена автором в 1952 г. Она прослежена от устья р. Ноде-яга, правого притока р. Б. Щучья, до оз. Сядата-ты.

Достигая на севере значительной ширины, полоса усть-нодьинской свиты быстро сужается к северу. Нижняя граница свиты легко картируется, оконтуривая с запада выходы верхнехарбейской свиты, изгиб полосы которой она повторяет. Западная граница ее распространения менее четкая.

Лучшие обнажения свиты наблюдаются на правом берегу р. Ноде-яги и на левом склоне долины ручья Ворче-шор, притока р. Б. Хадата. На одной из балок, впадающих в Ворче-шор слева, можно видеть почти полный разрез усть-нодьинской свиты. В основании его обнажаются породы верхнехарбейской свиты — черные, плотные углисто-кварцитовые сланцы с ржаво-бурой поверхностью выветривания, пронизанные мелкими линзовидными жилками кварца. Ниже по балке их сменяют сланцы усть-нодьинской свиты; граница между свитами отчетливая, но следов перерыва не наблюдается.

		Мощность, м
$R\hat{c}_1$	1. Светло-зеленовато-серые, крепкие плитчатые кварцитовидные сланцы, на изломе тонкополосчатые, с более темной выветрелой поверхностью, с блестящими поверхностями сланцеватости, пронизанные многочисленными прожилками кварца	около 100
	2. Светло-зеленовато-серые, крепкие кварцитовидные алевролиты и сланцы	250—300
	3. Несколько более мягкие, тонкозернистые, светло-серо-зеленые сланцы и кварцитовидные алевролиты	300—350
	4. Темные, зеленовато-серые, очень мягкие сланцы, филлитовидные, с блестящими шелковистыми поверхностями сланцеватости. Среди них наблюдаются отдельные прослои светло-серо-зеленых, более грубых, плитчатых сланцев	более 100

Вся толща пропитана множеством мелких прожилков кварца. Она сильно перемята, так что приведенные мощности, возможно, являются преувеличенными.

В ряде обнажений породы усть-нодьинской свиты сохраняют одинаковый облик и ту же однотонную окраску. Это светлые зеленовато-серые сланцы и кварцитовидные алевролиты, пронизанные бесчисленным множеством жилок кварца.

Микроскопически они представляют собой серицито-хлорито-кварцевые или хлорито-серицито-кварцевые породы, всегда содержащие альбит, хотя и в небольшом количестве. В незначительных количествах они содержат эпидот, сфен, турмалин, лейкоксен, иногда карбонат, апатит, рудные минералы (пирит, магнетит).

В верхней части свиты появляются прослои более мягких, тонколистоватых филлитовидных сланцев, намечающие постепенный переход к вышележащей свите.

В восточной части полосы своего развития сланцы и алевролиты усть-нодьинской свиты пронизаны бесчисленным количеством пластовых

согласных тел сильно измененных диабазов. Их мощность редко превышает несколько метров, но количество настолько велико, что часто не представляется возможным отделить их от вмещающих сланцев. Диабазы встречаются не только в усть-нодьинской свите, но и в вышележащей, ворчинской, а также в более молодой верхнесобской серии.

Ворчинская свита ($R\hat{c}_4$) залегает выше усть-нодьинской свиты, соединяясь с ней постепенным переходом; она получила свое название от ручья Ворче-шор, левого притока р. Хадаты.

Как и усть-нодьинская свита, ворчинская свита развита только в северной части района. Она прослежена от р. Б. Щучьей до р. Гена-хадаты, а южнее скрывается под трансгрессивно перерывающей ее лангот-юганской свитой.

Ворчинская свита представлена тонко-листоватыми, мягкими, тонкозернистыми филлитовидными сланцами, серо-зеленоватыми, часто с лиловатым отблеском на поверхностях сланцеватости, реже — красновато- и лиловато-серыми или темно-серыми, с красноватым оттенком, серицитовыми, хлорит-серицитовыми и кварцево-хлорит-серицитовыми. В красноватых разностях присутствует мелко рассеянный гематит или гидрогематит. Этим тонкосланцеватым, с шелковистыми поверхностями сланцам подчинены прослои более грубых, светло-серо-зеленых сланцев и алевролитов, аналогичных породам нижележащей свиты

Лучшие обнажения свиты наблюдаются в долине р. Б. Хадаты, против устья ручья Ворче-шора. Здесь, в изрезанном правом склоне большой, глубокой балки, обнажены:

		Мощность, м
$R\hat{c}_4$	1. Сланцы светло-серо-зеленоватые, крепкие, иногда кварцитовидные, чередующиеся с более мягкими, тонкополосчатыми разностями;	40—50
$R\hat{c}_4$	2. Пачка переслаивания светло-зеленоватых и более тонколистоватых, темно-зеленоватых сланцев, с фиолетовым оттенком на поверхностях сланцеватости, с большим количеством кварцевых и кварцево-полевошпатных жил. В мягких сланцах наблюдаются многочисленные линзочки серо-зеленоватого кварцита. В нижней части пачки сланцы более плотные, лиловатые разности в них более редки. Пачка заключает несколько пластовых тел измененных диабазов невыдержанной мощности (7—10 м)	200—250
	3. Более светлые, серо-зеленые, крепкие, правильно плитчатые сланцы	10
	4. Темно-лиловато-серые сланцы с ржавой выветрелой поверхностью, с большим количеством кубиков пирита: тонколистоватые пропластки чередуются с более крепкими, кварцитовидными .	15
	5. Лиловато-зеленые и серо-зеленые сланцы	30
	6. Лиловато-серые, темные сланцы с буроватой поверхностью выветривания	30
	7. Чередование темных, лиловато-серых, иногда почти черных сланцев с зелеными, более плотными сланцами. В средней части пачки проходит линзовидная жила кварца мощностью до 1 м, окруженная множеством более мелких прожилков. В нижней части выделяется пачка серо-зеленых сланцев с блестящими поверхностями сланцеватости	несколько десятков метров
R^{vs_1}	8. Светло-серо-зеленоватые и белые сливные кварциты, чередующиеся с серо-зелеными грубыми крепкими кварцитовыми сланцами	несколько метров

Залегание свиты в этом обнажении осложнено несколькими небольшими складками. Севернее отложения ворчинской свиты дислоцированы значительно сильнее и пронизаны бо́льшим числом пластовых тел измененных диабазов, что не позволяет составить там сколько-нибудь полный их разрез.

Ворчинской свитой заканчивается разрез щучьинской серии Полярного Урала.

ВЕРХНЕСОБСКАЯ СЕРИЯ (R^{vs})

Верхнесобская серия представлена породами того же типа, что и щучьинская: сланцами, в основном серицитово-хлорито-кварцитовыми, которым подчинены кварциты, кварцито-песчаники и мраморизованные известняки, иногда играющие довольно значительную роль. Среди них выделяются снизу вверх свиты: лангот-юганская, зенит-шорская, понпель-шорская, пайпудынская и пендирма-пе. Нижняя лангот-юганская свита залегает на подстилающих толщах трансгрессивно и отделена от нижележащей щучьинской серии перерывом.

Отложения верхнесобской серии прослеживаются от бассейна р. Щучьей до верхнего течения р. Соби, где они представлены особенно полно. На севере верхние свиты этой серии исчезают под трансгрессивно перекрывающими их ордовичскими толщами.

Лангот-юганская свита (R^{vs_1}) представляет собой толщу ярко-зеленых сланцев с подчиненными им прослоями и линзами кварцитов и известняков. Она получила свое название от р. Лангот-юган, в бассейне которой развита наиболее полно.

Главная полоса ее выходов протягивается вдоль крыла антиклинория осевой зоны Полярного Урала, прослеживаясь от р. В. Соби, через водораздел рек Б. Ханмея и Б. Пайпудыны, в верховья рек Б. Харбея, Лангот-югана и Немур-югана, где полоса значительно расширяется, а затем — далее на север, в бассейн р. Б. Хадаты.

Кроме того, лангот-юганская свита выходит и западнее, в ядре антиклинальной складки меридионального простирания, между озерами Б. Щучье и Хадата-юган-лор.

Сланцы лангот-юганской свиты представлены кварцево-слюдистыми, слюдисто-кварцевыми, кварцево-хлористо-слюдистыми и кварцево-хлоритовыми разностями; реже встречаются кварцево-актинолито-хлоритовые и кварцево-эпидот-хлоритовые. Последние обычно характеризуются грубыми, толстоплитчатыми разностями. В нижней части свиты сланцы содержат значительное количество карбонатов, обычно концентрирующихся отдельными прослоями.

В состав сланцев всегда входят кварц и хлорит, обычно мусковит или серицит, реже эпидот, цоизит или клино-цоизит, иногда встречаются альбит и кварц. Из акцессорных минералов часто встречаются сфен и рудные, реже турмалин, рутил, апатит.

Химические анализы некоторых карбонатных

№ обр. / точка	Район	Порода
262 / 1260	р. Лангот-юган	Светлый доломит
262а / 1261	р. Лангот-юган	Светлый мраморовидный известняк
380 / 311	р. Б. Харбей	Серый полосчатый известняк
177 / 128	оз. Б. Щучье	Серый полосчатый известняк
233 / 2233	р. Верхняя Собь	Серый известняк

В северных районах лангот-юганская свита подразделяется на две части. Нижняя характеризуется широким распространением в ней карбонатных пород и присутствием кварцитов; верхняя представлена почти исключительно зелеными сланцами описанного выше облика.

Кварциты обычно приурочены к основанию свиты. Это светлые, зеленовато-белые или желтоватые, изредка красноватые, плитчатые, сливные, почти чистые кварциты, лишь иногда содержащие незначительное количество слюды или хлорита. Они не образуют непрерывной пачки, однако горизонт, включающий вытянутые линзы кварцитов, иногда кулисообразно замещающих одна другую в основании свиты, хорошо прослеживается по простиранию. Горизонт дает отчетливо выраженные гривки, тянущиеся иногда на многие километры. Мощность отдельных линз кварцитов превышает 100 м; она наиболее велика в бассейне р. Крестовой (южное верховье Немур-югана). К северу мощность линз медленно убывает и постепенно сходит на нет у оз. Б. Щучье. В южном направлении кварциты, напротив, исчезают очень быстро, и к югу от р. Лангот-юган они практически отсутствуют.

Карбонатные породы лангот-юганской свиты различны по составу (табл. 1); здесь имеются как мраморизованные известняки, так и доломиты. Чистые разности обычно массивны и окрашены в белый, кремовый или голубоватый цвета. Чередующиеся с ними полосчатые, слоистые серые разности содержат значительное количество терригенного материала. Светлые массивные известняки, как правило, образуют линзы мощностью от 4—5 до 100—200 м и длиной от 25—30 до 1000 и более метров, выклинивающиеся по простиранию или переходящие в характерные серые полосчатые слоистые известняки, с тускло-сине-серой поверхностью выветривания и с большим количеством сланцевых прослоев. Слоистые известняки обычно образуют более выдержанные прослои.

В северной части района полосчатые известняки не могут считаться маркирующим горизонтом, так как они неоднократно повторяются в разрезе, не занимая в нем достаточно определенного стратиграфического положения, хотя тяготеют к низам свиты. В бассейне р. Б. Хадаты в средних горизонтах свиты в зеленых кварцево-хлоритовых сланцах наблюдаются линзочки и неправильные включения белых или кремовых известняков, придающие породе конгломератовидный облик.

В бассейне рек Немур-югана, Лангот-югана и Б. Харбея лангот-юганская свита залегает с размывом то на серых и черных сланцах верхне-

Таблица 1

пород лангот-юганской свиты

в % на воздушно-сухую навеску							
М.Н.О	R_2O_3	CaO	MgO	CO_2	Сумма	$CaCO_3$	$MgCO_3$
1,67	0,43	30,77	20,41	47,04	100,32	54,91	42,68
1,26	0,39	52,36	1,66	42,89	98,56	93,44	3,47
2,89	0,49	52,38	0,61	42,55	98,92	93,48	1,28
19,31	0,93	42,11	1,29	34,45	98,09	75,15	2,70
11,67	0,38	47,32	0,90	38,11	98,38	84,45	1,88

харбейской свиты, то на зеленых амфиболитах хадатинской серии и часто содержит в своем основании пачки серых слюдисто-кварцитовых сланцев, неотличимых от пород верхне-харбейской свиты.

Иногда лангот-юганская свита содержит здесь в основании прослой конгломерата. Так, например, на левобережье р. Б. Харбея, в русле одного из впадающих в него ручьев, в небольшой синклинали, зажатой среди гнейсов и амфиболитов хадатинской серии, наблюдается пачка карбонатно-хлоритовых и кварцево-мусковитовых сланцев с линзами серых известняков и мелкогалечным конгломератом, в состав галек которого входят плагиограниты, микрокварциты с углистым веществом, углисто-хлоритовые сланцы, сосюрит-хлорит-серицитовые сланцы, средние и основные эффузивы, альбитофиры, плагиоклазовые порфириты.

В обнажении на ручье Мраморном (левый приток р. Немур-юган) непосредственно виден размыв в основании лангот-юганской свиты, залегающей на породах хадатинской серии. Небольшая пачка известняков, слагающая здесь основание свиты, залегает на неровной поверхности амфиболитов, выполняя карманы и углубления на ней.

Севернее лангот-юганская свита переходит на более молодые горизонты. В нескольких километрах к югу от р. Гена-хадаты, на левобережье второго правого притока последней, она залегает на усть-нодьинской свите, причем также содержит в основании прослои пород, сходных с подстилающими.

На левом берегу долины р. Гена-хадаты у ее хорошо обнаженной верхней бровки в пяти километрах выше устья реки можно видеть, как кварциты лангот-юганской свиты с размывом ложаться на сланцы ворчинской свиты, обогащаясь в нижней части линзами и прослоями сланцев, сходных с нижележащими. Лучшие разрезы свиты наблюдаются в бассейне верхнего течения р. Лангот-югана. Ее нижние горизонты хорошо обнажены на небольшом ручье, впадающем в эту реку справа, выше устья р. Минисей-шора. Здесь непосредственно на толще эпидотизированных амфиболитов хадатинской серии залегает:

		Мощность, м
R^{vs}	1. Пачка бело-зеленых сланцеватых полосчатых известняков, с многочисленными пропластками ярко-зеленых сланцев . . .	2—3
	2. Пачка переслаивания серых плитчатых известняков и зеленых крепких сланцев, которые образуют в известняках вытянутые линзы, мощностью от 1 до 15 см	несколько метров
	3. Сизо-серые, плитчатые полосчатые известняки. В нижней части пачки среди них видны две линзы светлых, массивных известняков; длина нижней линзы превышает 50 м, при максимальной мощности 5—6 м, длина верхней — около 35, при максимальной мощности 4—5 м; общая мощность пачки	30
	4. Однородные серо-зеленые сланцы, крепкие, мелкоплойчатые, с отдельными неправильными прослоями известняков	8 — 10
	5. Ярко-зеленые сланцы, с многочисленными миндалевидными линзочками известняка, от нескольких миллиметров до 10—12 см, сильно вытянутыми в плоскости сланцеватости; сланцы разбиты многочисленными трещинами	25—30
	6. Сланцы зеленые и серовато-зеленые, чешуйчато-сланцеватые, вверху — с линзами неправильно-слоистых, желтовато-белых и светло-серых известняков до 2,5 м мощности	15
	7. Белые, крепкие, массивные известняки	10
	8. Темно-серые, кварцитовидные, крепкие зеленые сланцы с отдельными тонкими, невыдержанными линзами известняков (до 20 см мощности при длине 7—8 м)	4—8
	9. Серые, неправильно слоистые, то мелко, то крупно-кристаллические известняки, с линзами сланцев до 1,5 м мощности и линзовидными прослоями белых, мраморовидных доломитов . . .	—

Следует обратить внимание на отсутствие в приведенном разрезе кварцитов. Севернее, от левобережья Лангот-югана до р. Б. Хадаты

кварциты везде хорошо прослеживаются в нижней части свиты. Это можно видеть в прекрасном разрезе на р. Крестовой, в 8 км выше ее устья. Лангот-юганская свита залегает здесь на верхнехарбейской, причем содержит близ своего основания пачки серых сланцев.

На бровке небольшого кара, гранича с выходами темно-серо-зеленых амфиболитов хадатинской серии и серых углисто-кварцитово-слюдяных сланцев верхнехарбейской свиты, образующих ряд небольших резких складок, обнажаются:

		Мощность, м
R^{vs_4}	1. Полосчатые серые известняки и темно-серые углисто-кварцитовые сланцы	4—5
	2. Сланцы углисто-кварцитовые, темно-серые, крепкие, плитчатые	2—3
	3. Кварциты разнообразных оттенков, белые, светло-желтые, светло-зеленые, голубовато-зеленые, иногда красноватые или пестрые — красные с зеленым. Они не образуют единой толщи, а залегают крупными линзами (до 10—15) среди зеленовато-серых сланцев	более 150
	4. Сланцы серые, слегка зеленоватые, крепкие, плитчатые	15—20
	5. Сланцы более светлые, ярко-зеленые, выше — серовато-зеленые с мелкими, неправильными включениями (1—5 см), линзами (до 30—40 см) и тонкими пропластками (мощностью от долей сантиметра до 20—50 см) светлого, желтоватого известняка	80 — 100
	6. Сланцы плойчатые темно-серые, почти черные, с многочисленными включениями пирита (кубики от 1 до 3 мм), на выветрелой поверхности часто ржаво-бурые	10—15
	7. Известняки серые с белым, плитчатые, полосчатые	40—50
	8. Сланцы темно-зеленые, плотные, плойчатые	30—40
	9. Известняки тонкослоистые, светло-серые	несколько метров
	Перерыв в обнажении	30—50
	10. Сланцы темно-серые, с буровато-зеленым оттенком, очень крепкие, иногда кварцитовидные	несколько метров
	11. Кварциты светлые, белые, желтоватые и зеленые, крепкие, слоистые, толстоплитчатые, с раковистым изломом, иногда они содержат тонкие пропластки сланцев. Слоистость пачки подчеркивается ожелезнением отдельных пропластков	20
	12. Сланцы хлоритовые, серовато-зеленые, довольно массивные	25
	13. Известняки тонкоплитчатые, светло-серые с телами округлой формы массивных, неслоистых известняков	несколько десятков метров
	14. Пачка слоистых известняков то светлых, белых, кремовых, зеленоватых, то полосчатых, серых, выветрелая поверхность которых в отличие от сл. 7 и 9 сохраняет светлую, белую или кремовую окраску	—
	15. Известняки слоистые, светлые, белые или кремовые, правильно плитчатые, хорошо раскристаллизованные. Отдельные прослои обогащены хлоритом, расположенным по слоистости. В нижней части пачки в них наблюдаются линзы массивных, мелкозернистых известняков, до нескольких метров и прослой зеленых сланцев до 20 см мощности	120
	Перерыв	10
	16. Неравномерно-слоистые, серые, полосчатые известняки	5—6

Разрез верхних горизонтов лангот-юганской свиты хорошо обнажен по левому верховью р. Крестовой. Здесь, к западу от полосы выходов мощной толщи мраморизованных известняков, по обоим берегам крутого, но неглубокого ущелья, обнажаются главным образом сланцевые толщи, а известняки почти совершенно исчезают:

		Мощность, м
R^{vs}	1. Сланцы темно-зеленые и ярко-зеленые, чешуйчато-рассланцованные, сильно перемятые, с крупными и мелкими линзами крепких, желтовато-розовых мраморов	несколько десятков метров

2. Желтовато-розовые мраморизованные известняки. Залегают в виде линз невыдержанной мощности	до 5—6
3. Сланцы ярко-зеленые, в контакте с примыкающими к ним гнейсами несколько мигматизированы	несколько метров
4. Светлые розовые гнейсы	около 15
5. Сланцы грубозернистые светло-зеленые, слоистые	несколько метров
6. Сланцы ярко-зеленые	около 50
7. Сланцы грубозернистые, зеленые, крепкие, плитчатые	около 40
8. Сланцы ярко-зеленые и темно-зеленые, чешуйчатые, волнисто-перемятые	несколько десятков метров
9. Сланцы грубозернистые, массивные, мелкозернистые, крепкие, плотные, ярко-зеленые	несколько метров
10. Сланцы ярко-зеленые, темно-зеленые, чешуйчатые	300
11. Сланцы грубозернистые, зеленые, сильно рассланцованные, полосчатые, мелко-волнисто-перемятые; в осыпи они дают огромные плиты	20—30
12. Сланцы ярко-зеленые, чешуйчато-сланцеватые, в нижней части песчанистые	несколько метров
На них согласно залегают породы зенитшорской свиты	
13. Сланцы черные, крепкие, кварцитовые, пронизанные большим количеством жил и прожилков кварца	0,5
14. Сланцы зеленовато-серые, мягкие	несколько метров
15. Сланцы серые и черные, с линзочками серого кварцита	0,3

Мощность верхней части лангот-юганской свиты достигает здесь 400—500 м.

К югу от р. Б. Харбея лангот-юганская свита представлена главным образом плотными, плитчатыми, грубыми зелеными сланцами, кварцево-хлоритовыми, эпидот-кварцево-хлоритовыми и хлорито-слюдяными. Кварциты совершенно отсутствуют. Количество карбонатных пород в сланцах тоже резко сокращается и сводится к 12—25-метровой пачке слоистых полосчатых известняков; последние залегают в нижней части свиты, чрезвычайно характерны и служат от р. Б. Харбея до р. Соби прекрасным местным маркирующим горизонтом. Этот горизонт хорошо обнажен у истоков р. Б. Харбея, на правом склоне долины, где мощность его достигает 18—20 м, на водоразделе Б. Пайпудыны и Б. Ханмея и в ущелье Ном-рез-рузь; более мелкие выходы той же пачки намечают простирание крыла антиклинория почти до самого массива Рай-из. Кроме того, некоторые прослои сланцев содержат значительное количество карбонатов, концентрирующихся в виде микроскопически тонких параллельных пропластков.

В верхнем течении Б. Ханмея на правом склоне его долины лангот-юганская свита прорвана небольшим согласно залегающим телом розовых микроклин-пертитовых огнейсованных гранитов, окруженных огромным количеством кварцево-полевошпатовых жил с железной слюдкой.

Близ гранитного массива породы низов лангот-юганской свиты — кварцево-хлоритовые, эпидот-хлоритовые, кварцево-эпидот-хлоритовые, хлорит-эпидотовые сланцы с карбонатными прослоями — превращены в полосчатые рудные сланцы — сильно окварцованные хлоритовые, хлорит-эпидотово-слюдяные, хлорит-эпидотовые и эпидот-хлоритовые сланцы с карбонатом, в большей или меньшей степени обогащенные магнетитом, располагающимся послойно, главным образом, в карбонатных прослоях, и, по-видимому, частично или полностью замещающим карбонат. «Рудные сланцы» не представляют собой, таким образом, выдержанного стратиграфического горизонта, чем и объясняется их незначительное распространение.

Мощность лангот-юганской свиты на юге достигает примерно 800—1000 м, в бассейне р. Лангот-югана и далее к северу она увеличивается до 1500—1800 м. Происходит ли это за счет появления кварцитовых и карбонатных прослоев в нижней части свиты, или за счет общего более или менее равномерного возрастания мощности всех ее горизонтов, пока не ясно; но первое решение представляется более вероятным.

Верхняя граница лангот-юганской свиты нечеткая, так как она соединена с вышележащей, зенит-шорской свитой постепенным переходом.

Зенит-шорская свита (R^{vs_4}) черных и пестрых сланцев, названа так по ручью Зенит-шор, впадающему слева в р. Б. Пайпудыну, в 35 км от ее устья. Полоса выходов этой свиты примыкает с запада к главной полосе лангот-юганской свиты и прослеживается от левобережья р. Б. Хадаты до массива Рай-из. К востоку от этой полосы свита выходит в центральной части узкой синклинали в верховьях р. Немур-югана, а к западу — в крыле небольшой антиклинальной складки на северном берегу оз. Хадата-юган-лор.

В состав зенит-шорской свиты входят зеленые хлоритовые сланцы, черные и серые углистые сланцы, серо-зеленые и красно-фиолетовые филлитовидные сланцы, тесно связанные между собой.

В бассейнах рек В. Соби и Лангот-югана, где отложения щучьинской серии имеют весьма ограниченное распространение, черные и пестрые сланцы зенит-шорской свиты служат хорошим местным маркирующим горизонтом. На севере же, в бассейне рек Б. Хадаты и Б. Щучьей, где сходные породы встречаются и в верхнехарбейской (черные сланцы), и в ворчинской свитах (пестрые филлитовидные сланцы), стратиграфическое положение отдельных выходов этих характерных пород может быть определено неверно. Один из лучших разрезов зенит-шорской свиты наблюдался в верховье р. Лангот-югана, где ее основание обнажается километрах в пяти от истоков реки:

		Мощность, м
R^{vs}	1. Ярко-зеленые, довольно толстоплитчатые, грубо рассланцованные сланцы	—
R^{vs_2}	2. Пачка зеленых, темно-серых и черно-зеленых сланцев, то образующих прослои в несколько метров, то чередующихся через несколько сантиметров или даже миллиметров; черно-зеленые разности иногда имеют на поверхности фиолетовый оттенок	несколько десятков метров
	3. Светло-зеленые филлитовидные сланцы, тонко-неправильно-сланцеватые, с блестящими серебристыми, иногда полого волнистыми поверхностями сланцеватости	несколько метров
	4. Светло-зеленые филлитовидные сланцы, с отдельными прослоями красновато-черных или темно-серых мягких сланцев	несколько метров
	5. Пестрые, черно-фиолетовые с зелеными, очень мягкие, хорошо разлистованные сланцы	около 50
	6. Черные углистые кварцитовидные сланцы	несколько метров
	7. Крепкие, ярко-зеленые интенсивно перемятые сланцы с отдельными пачками углистых черных или темно-серых сланцев, мощностью до нескольких метров. Количество черных сланцев в этой пачке в общей сложности в четыре раза меньше, чем количество зеленых сланцев	около 10
	8. Черные, крепкие кварцитовидные сланцы, с красно-бурой выветрелой поверхностью	около 10
	9. Серые, в средней части светло-зелено-серые сланцы	30
	10. Черные крепкие кварцитовидные сланцы	20
	11. Черные сланцы с подчиненными пачками светло-зеленовато-серых и светло-серых сланцев по 3—6 м. Мощность пачек черных сланцев равна 10—15 м	150
	12. Крепкие, массивные, трещиноватые темно-серые песчаники, с поверхности ожелезненные	2
	Перерыв в обнажении	20

	13. Пестрые, мягкие, тонколистоватые филлитовидные сланцы, снизу зеленые, с бледно-сиреневыми пропластками, выше — сиреневые с зелеными пропластками и красно-фиолетовые	несколько метров
	14. Серые тонколистоватые филлитовидные сланцы . . .	20—30
	15. Углисто-кварцитовые черные сланцы с иризирующими пленками на поверхности сланцеватости, в выветрелом состоянии — ожелезненные	15
	16. Темно-серые и серо-зеленоватые сланцы	15
	17. Светло-зеленые, правильно рассланцованные филлитовидные сланцы	несколько метров
	18. Черные сланцы	около 10
R^{vs_3}	19. Зеленовато-серые и ярко-зеленые, выше светло-зеленовато-серые сланцы, с ржаво-желтыми пленками на поверхностях сланцеватости.	

Почти полный разрез зенит-шорской свиты обнажается также в правом верховье р. Крестовой. Он сходен с вышеописанным.

В северной части района хороший разрез зенит-шорской свиты можно видеть на правом берегу р. Гена-хадаты, в склоне балки, впадающей в нее в 8 км выше устья. Общее количество черных сланцев в ее составе здесь несколько сокращается, в то время как количество пестрых филлитовидных возрастает. На левом берегу оз. Хадата-юган-лор в разрезах нескольких балок можно наблюдать значительное преобладание пестрых филлитовидных сланцев. Напротив, в южной части района, на ручье Зенит-шор и на левых притоках ручья Ном-рез-рузь в обнажениях можно чаще увидеть черные и темно-серые сланцы, сплошные пачки которых достигают иногда 100—150 м, но и здесь в верхней части свиты встречаются хорошо выраженные пачки пестрых филлитов. Во всех сколько-нибудь полных разрезах зенит-шорской свиты можно выделить три пачки.

Нижняя представлена, главным образом, зелеными или серовато-зелеными сланцами с подчиненными прослоями черных сланцев и иногда маломощными пропластками пестрых, филлитовидных сланцев.

Средняя характеризуется преобладанием черных углистых сланцев, в то время как прослои филлитовидных сланцев здесь редки.

Для верхней, напротив, характерно присутствие сравнительно мощных пачек филлитовидных сланцев, на первый взгляд напоминающих малиновые и зеленые сланцы филлитовой свиты ордовика. Однако микроскопически филлитовидные сланцы зенит-шорской свиты обычно хорошо отличаются от глинистых сланцев ордовика. Они полностью раскристаллизованы и представляют собой хлорито-серицитовые и серицит-хлоритовые сланцы с большим или меньшим количеством гематита и гидроокислов железа в красно-фиолетовых разностях, а также часто характеризующихся примесью углистого вещества. Встречаются иногда биотит-содержащие (хлорит-биотит-кварцевые) разности. Нередко сланцы окварцованы.

Мягкие разности черных и темно-серых сланцев представляют собой аналогичные породы, но с большим количеством углистых частиц, часто располагающихся в виде полосок, параллельных сланцеватости. Более грубые разности представляют собой кварцитовые сланцы или микрокварциты с большим количеством углистых или графитистых частиц, также образующих микропрослои.

Нередко в сланцах наблюдается тончайшее переслаивание хлорит-серицитовых и кварцевых прослоек с большей или меньшей примесью углистого вещества. Грубозернистые, зеленые, песчаниковидные прослои представляют собой хлорито-кварцитовые и эпидото-хлорито-кварцитовые сланцы, иногда с небольшим количеством плагиоклаза.

По сравнению с более древними, породы зенит-шорской свиты отличаются бедностью минерального состава. Они обычно содержат очень

мало акцессорных минералов. В них иногда встречается сфен, очень редко турмалин. Зато пирит очень распространен, хотя и размеры кристаллов и количество их несравненно меньше, чем в черных сланцах верхнехарбейской свиты, от которых темные сланцы описываемой свиты отличаются обычно большим распространением хлорита и тем, что светлая слюда представлена здесь почти всегда мелкочешуйчатым серицитом, в то время как в верхнехарбейской свите преобладает мусковит.

Переход от зенит-шорской свиты к вышележащей постепенный, и граница проводится условно по исчезновению прослоев черных и пестрых сланцев.

Понпель-шорская свита (R^{vs_3}) представлена довольно однообразными светло-серыми и светло-зеленовато-серыми сланцами, иногда более темно-серыми, обычно тонкорассланцованными, довольно мягкими, реже более твердыми, как правило, плойчатыми или волнисто-перемятыми. Поверхности сланцеватости блестящие, шелковистые, очень часто они покрыты тонким желтовато-бурым налетом, чрезвычайно характерным для пород этой свиты. Микроскопически сланцы также очень однообразны. Это кварцево-серицитовые, хлорит-кварцево-серицитовые, реже серицито-хлоритовые и хлорит-серицитовые мелкозернистые сланцы. В них преобладает серицит, которому подчинены хлорит и кварц. Иногда количественные соотношения этих минералов меняются, и преобладают кварц или хлорит. Кроме этих минералов, в сланцах встречаются иногда мелкие зернышки плагиоклаза и очень редко — эпидота. В незначительном количестве часто присутствует углистое вещество.

Таким образом, сланцы понпель-шорской свиты близки по составу к сланцам зенит-шорской свиты, от которой отличаются отсутствием гематит-содержащих разностей и неизмеримо меньшим содержанием углистого вещества, чем и объясняется однообразная окраска свиты.

Очень часто сланцы носят следы сильного окварцевания.

Выходам понпель-шорской свиты соответствует в рельефе полоса понижений почти северо-восточного простирания, тянущаяся от р. Соби через ущелье Ном-рез-рузь, по левобережью р. Б. Пайпудыны, к верховьям р. Б. Уса.

Понпель-шорская свита, таким образом, слагает часть северо-западного крыла антиклинория осевой полосы, в пределах которого ее породы обычно сильно перемяты. Весьма постепенный переход, наблюдающийся между понпель-шорской и смежными свитами, и нечеткость границ свиты еще более подчеркиваются благодаря присутствию очень узких, крутых складок с параллельными крыльями, неоднократно выводящих на поверхность характерные зенит-шорские черные или пестрые сланцы в ядрах небольших антиклиналей у нижней границы свиты и ярко-зеленые сланцы пайпудынской свиты — у верхней.

Лучшие обнажения свиты наблюдаются в долине ручья Ном-рез-рузь, на ручьях Понпель-шор, Зенит-шор, Золотом ручье и других левых притоках р. Б. Пайпудыны, по балкам, впадающим в р. Б. Усу близ ее верховья, а также по верхним притокам рек Гена-хадаты и Б. Хадаты.

Прекрасный разрез понпель-шорской свиты наблюдается по Безымянному ручью, впадающему в Б. Пайпудыну слева, выше устья р. Понпель-шора. Здесь, над пачкой зенит-шорских черных и светло-зеленовато-серых, хорошо рассланцованных мягких сланцев, обнажены:

		Мощность, м
R^{vs_3}	1. Светло-серые, слегка зеленоватые сланцы, очень плотные и крепкие, отдельные разности приближаются к рассланцованным алевролитам; сланцы окварцованы и местами смяты в мелкие складочки	более 100
	2. Светло-зеленовато-серые и светло-серые сланцы, более тонко, правильно рассланцованные, на расколе — полосчатые, с тонки-	

ми пропластками более крепких, кварцитовидных плитчатых сланцев, от нескольких миллиметров до 2—3 см; вся пачка пронизана тонкими пластовыми прожилками кварца. Выветрелая поверхность сланцев обычно покрыта буровато-желтым налетом окислов железа более 150

3. Толща чередования мягких, хорошо разлистованных и более крепких, более грубых сланцев; сланцы пронизаны многочисленными кварцевыми жилами и местами сильно окварцованы . . несколько сот метров

В северной части района среди сланцев понпель-шорской свиты нередко встречаются прослои сильно измененных основных пород типа диабазов, весьма похожих на те, которые пронизывают породы щучьинской серии, и, по-видимому, составляющих с ними единый комплекс. Переход от понпель-шорской свиты к вышележащей пайпудынской настолько постепенный, что иногда лишь с большим трудом удается провести границу между ними.

Пайпудынская свита (R^{vs_4}) развита преимущественно на левобережье р. Б. Пайпудыны, от которой она и получила свое название. Как и примыкающая к ней с востока понпель-шорская свита, она прослеживается в крыле антиклинория осевой полосы от В. Соби до верховьев р. Б. Усы, где она исчезает под трансгрессивно налегающими на нее конгломератами и кварцитовидными песчаниками ордовика. Свита слагает подножья и отчасти юго-восточные склоны ряда возвышенностей левого берега р. Б. Пайпудыны, в том числе Нядомбойиза, и горы Пайпудыны.

Пайпудынская свита представляет собой толщу частого переслаивания сланцев и тонкозернистых песчаников ярко-зеленого или густо-зеленого цвета.

Сланцы представлены то мягкими, тонко рассланцованными, то более грубыми разностями; от сланцев подстилающей понпель-шорской свиты они отличаются более яркой, иногда изумрудно-зеленой окраской; от сланцев верхней части лангот-юганской свиты — микрополосчатым строением, хорошо заметным на боковом изломе. Лишь иногда встречаются отдельные однородные пачки тонколистоватых зеленых сланцев, мало отличающихся от лангот-юганских. Наиболее грубые разности сланцев приближаются к тонкоплитчатым алевролитам и иногда переходят в них. Поверхности сланцеватости этих пород ярко-зеленые, блестящие. Боковая поверхность значительно более светлая, серовато-зеленая. Сланцы и алевролиты сменяют друг друга через метр-два, отдельные пачки тех или других достигают 20—30 м.

Мягкие разности сланцев состоят в основном из хлорита и серицита, в ярко-зеленых разностях преобладает хлорит; кроме того, в сланцах присутствует в небольшом количестве кварц; в алевролитах он преобладает. В алевролитах обычно встречается также карбонат, хлорит и серицит, изредка эпидот. Микрополосчатость пород обусловлена чередованием хлорито-кварцитовых с карбонатом прослоечек и серицит-хлоритовых пропластков.

Кроме перечисленных минералов, в шлифах пород пайпудынской свиты встречаются иногда турмалин, сфен, рудные минералы и гидроокислы железа, и в виде ничтожной примеси — углистое вещество.

Полоса выходов пайпудынской свиты, как и понпель-шорской, довольно широка, и свита перемята, по-видимому, не меньше, чем понпель-шорская. Поэтому ее полного разреза составить не удается.

Основание свиты обнажено в одной из балок, впадающих слева в Безымянный ручей. Здесь хорошо виден постепенный переход между пайпудынской и понпель-шорской свитами.

В верхнем течении этой балки снизу вверх обнажается следующий разрез, дающий общее представление о характере свиты:

		Мощность, м
R^{vs_1}	1. Пачка переслаивания зеленых, крепких алевролитов и зеленых хлоритовых, тонко-неправильно листоватых сланцев, алевролиты образуют невыдержанные по мощности, линзовидные прослои до 1—1,5 см мощности через каждые 2—4 см	5
	2. Переслаивание таких же сланцев, тонкорассланцованных зеленых алевролитов и крепких, более массивных песчаников, прослои которых достигают 10—15 см мощности через каждые 2—5 см	5
	3. Сланцы зеленые, плойчатые, тонкорассланцованные, в верхней части — более грубые, с полусантиметровыми прослоями тонкозернистых зеленых песчаников	3
	4. Тонкоплитчатые, слоистые, рассланцованные алевролиты (слои мощностью 0,3—0,4, изредка 1,5—2 см)	3
	5. Переслаивание зеленых сланцев, алевролитов и песчаников	4
	6. Тонкоплитчатые, слоистые алевролиты, более тонкорассланцованные, чем в сл. 4; мощность прослоя 0,2—0,3 см; породы плойчато-перемятые	несколько метров
	7. Зеленые сланцы с прослоями тонкозернистых или несколько более грубозернистых песчаников; породы сильно перемяты	0,6
	8. Алевролиты тонкослоистые, тонкорассланцованные, постепенно вверх все более толстоплитчатые и грубые, содержащие кварцевые жилы четковидной формы	8
	9. Зеленые листоватые сланцы то более, то менее тонкорассланцованные	5
	10. Тонкорассланцованные ярко-зеленые алевролиты	4
	Перерыв в обнажении	10
	11. Грубо рассланцованные зеленые сланцы, плойчато-перемятые, с линзовидными жилками белого кварца до 5—8 см	несколько метров
	12. Пачка переслаивания тонко- и груборассланцованных песчаников с отдельными прослоями сланцев по несколько сантиметров; в них встречаются жилы кварца по 15—20 см	несколько метров
	13. Грубо рассланцованные зеленые сланцы, поверхности сланцеватости ожелезнены	7
	14. Переслаивание тонкорассланцованных песчаников и груборассланцованных сланцев, с отдельными прослоями более массивных песчаников до 2—5 см мощности	несколько метров

Мощность пайпудынской свиты превышает полторы тысячи метров; однако весьма возможно, что эта цифра преувеличена, вследствие мелких складок, осложняющих залегание свиты. Пайпудынская свита венчает разрез верхнесобского комплекса осевой полосы Полярного Урала. Более молодые горизонты доордовических отложений присутствуют, по-видимому, только среди древних свит антиклиналей западного склона.

Свита Пендирма-пе (R^{vs_5}). В ядре антиклинали Пендирма-пе обнажается толща вулканогенных и осадочных пород, хороший разрез которой наблюдается в большом каре на восточном склоне одноименного хребта:

	Мощность, м
1. Темно-серые мягкие филлитовидные сланцы, кварцево-хлоритово-серицитовые, с турмалином	5—6
2. Светло-зеленые алевролиты	0,15
3. Темно-серые мягкие филлитовидные сланцы	0,1
4. Светло-зеленый алевролит	0,1
5. Темно-серые, тонкоразлистованные сланцы, как в сл. 1.	0,05
6. Серо-зеленый мелкогалечный конгломерат; гальки состоят из кварца, цемент серицито-хлоритовый, с гематитом, сфеном, турмалином, карбонатом	0,2
Перерыв в обнажении	1,5
7. Темно-серо-зеленые, груборассланцованные кварцево-хлорито-серицитовые сланцы с турмалином	2,5
8. Конгломерат гравийный, серо-зеленый	0,15
9. Толща катаклазированных альбитофиров и кварцевых альбитофиров	200—300

С резким угловым несогласием, срезая головы слоев, на эту толщу ложатся конгломераты ордовика. Толща не имеет прямых аналогов среди свит осевой зоны: возможно, она соответствует енгане-пэйской свите М. Н. Парханова и верхним свитам доордовичской толщи Западного склона Приполярного Урала. В таком случае она моложе большей части свит осевой зоны. Однако не исключена возможность и того, что свита Пендирма-пе одновозрастна одной или нескольким сланцевым свитам верхнесобской серии; местами в результате метаморфизма альбитофиры этой свиты переходят в серицитовые сланцы, весьма сходные со сланцами поннель-шорской свиты.

ОРДОВИК

Как впервые было установлено К. Г. Войновским-Кригер (1946), отложения палеозоя Западного склона Полярного Урала представлены двумя различными фациальными комплексами: Лемвинским — преимущественно сланцевым и Елецким — терригенно-карбонатным. Позднейшие исследования подтвердили эту точку зрения. В приосевой полосе Западного склона отложения ордовика представлены разрезами двух типов, причем одновозрастные, но разнофациальные толщи связаны быстрым, но непрерывном переходом.

В большей части района, к северу от р. Ельца, ордовик представлен снизу вверх следующими свитами:

O_1^{ob} обе-изская свита кварцитовидных песчаников и конгломератов;

O_{1+2}^{mp} малопайпудынская свита алевролитов, песчаников и основных эффузивов;

O_{2+3}^{ch} хантейская свита известняков.

В основании нижней свиты прекрасно выражен размыв и угловое несогласие наряду с заметным скачком в степени метаморфизма.

В пределах западного склона Хараматалоусской депрессии развит другой разрез, в котором резко преобладают сланцы. Здесь выделяется:

O^{ph} филлитовая свита с харбейской и кача-мыльской фациями.

$O_{2+3}^{+}s$ харотская свита глинистых, кремнистых, углисто-глинистых сланцев с подчиненными прослоями известняков.

Обе свиты были установлены и подробно изучены К. Г. Войновским-Кригер (1946, 1956).

Перерыв в основании ордовика, несомненно, имеющий место, так как филлитовая свита залегает на породах верхнехарбейской свиты, а далее на юге — на амфиболитах хадатинской серии, выражен здесь лишь резким падением степени метаморфизма.

Нижний ордовик

Обе-изская свита O_1^{ob}. Нижняя кварцитовая толща ордовика долгое время включалась в состав древних метаморфических свит и сопоставлялась с древними кварцитами Приполярного Урала (II свита К. А. Львова; Хабаков, 1945). Ее истинное стратиграфическое положение выяснилось лишь после того, как подтвердилось предположение А. В. Хабакова о существовании двух разновозрастных толщ кварцитов, и в верхней из этих толщ были найдены остатки брахиопод нижнего ордовика.

Характерные для этой свиты розовые и серые песчаники и конгломераты сохраняют одинаковый облик как на Приполярном Урале, так

и на Полярном, для них везде типичны остатки ангарелл, а потому целесообразно сохранить для этой толщи то название, которое было дано ей Г. А. Черновым на Приполярном Урале (Чернов, 1948).

Обе-изская свита широко распространена в приосевой полосе Западного склона, она окаймляет с запада выходы древних свит осевой полосы и слагает крылья нескольких антиклинальных складок — антиклиналей Большого и Малого Пайпудынского хребта, хребтов Манита-нырд и Енгане-пе.

Восточная полоса свиты протятивается от оз. Б. Щучье к верховьям р. Б. Уса, слагая наиболее высокие вершины этого района. Южнее она прослеживается с небольшим перерывом по левобережью р. Б. Пайпудыны, а затем меняет свое северо-северо-восточное простирание на почти широтное, огибая хребет Рай-из с севера и северо-запада. Последние выходы розовых кварцитов этой полосы обе-изской свиты можно видеть на г. Шлем.

К западу от этой полосы обе-изская свита выходит на Большом и Малом Пайпудынском хребтах, где наблюдаются ее лучшие разрезы, а также на низкой гряде — Падь-яга-мусюр, тянущейся по левому берегу р. Соби в верхнем ее течении.

Как уже отмечено, обе-изская свита залегает на подстилающих свитах трансгрессивно, с размывом, а местами — с прекрасно выраженным угловым несогласием. Как правило, нижние ее горизонты содержат гальку подстилающих пород или обогащаются мелкорассеянным материалом из этих толщ.

Характер контакта особенно хорошо виден на Большом и Малом Пайпудынском хребтах. На М. Пайпудынском хребте в большом каре на юго-восточном склоне г. Пендирма-пе прекрасно видно угловое несогласие в основании обе-изской свиты, залегающей на головах круто падающих сланцев и эффузивов свиты Пендирма-пе. Разрез ордовика начинается грубыми, светлыми косослоистыми конгломератами, образующими серию линз, невыдержанных по простиранию. Гальки конгломератов часто состоят из подстилающих пород. В окраске вышележащих кварцитов, также содержащих отдельные гальки подстилающих пород, преобладают светлые, чистые бледно-розовые, желтоватые, реже зеленоватые тона. Кварциты содержат здесь остатки ангарелл.

В верховьях одного из правых притоков р. Б. Пайпудыны, впадающих в нее в нескольких километрах выше устья М. Пайпудыны, также хорошо видно это угловое несогласие.

Непосредственно выше контакта обнажается мощная толща грубообломочных пород, разрез которой наблюдается по долине того же ручья, то в верхней, то в нижней части правого склона долины. Здесь выделяются снизу вверх:

		Мощность, м
O_1^{ob}	1. Крупногалечные конгломераты, светло-серые или зеленовато-серые, с гальками кварца, красной оруденелой породы и серовато-зеленых сланцев	несколько метров
	2. Светло-серые, иногда зеленовато-серые кварциты с прослоями кварцит-хлоритовых темно-серых и зеленовато-серых сланцев и крепких, то мелкогалечных, то более грубых конгломератов; диаметр галек до 6—7 см	»
	3. Серые кварциты с прослоями таких же сланцев, как в сл. 2; их пронизывают мощные, пластовые жилы белого кварца . . .	»
	4. Серые кварцитовидные песчаники, то очень светлые, то более темные, с прослоями массивных серых конгломератов; диаметр галек до 2—3 см	7—8
	5. Зеленоватые, темно-серые крепкие кварцитовые сланцы с хлоритом на поверхностях сланцеватости	15

6. Серые и светло-серые, отчасти ороговикованные кварциты, плитчатые, очень крепкие	40—50
7. Светлые, красные, серые, зеленоватые, пестрые, розовые и кремовые роговики; в осыпи-глыбы ороговикованного светло-зеленого конгломерата с крупными гальками белого кварца и красных сланцев; диаметр галек до 5 см;	70—80
8. Серые, часто полосчатые, плитчатые или массивные песчаники с отдельными прослоями плитчатых, черных, правильно рассланцованных сланцев	несколько десятков метров
9. Полосчатые, часто косослоистые, розово-фиолетовые и серые песчаники с прослоями и линзами конгломератов	»
10. Фиолетово-серые и серо-зеленые косослоистые песчаники с небольшими линзами конгломерата	25—30
11. Глыбовая осыпь конгломератов, чередующихся с филлитами	50
12. Чередование мелкогалечных и гравийных конгломератов с крупногалечными, плохо отсортированными	несколько метров
13. Фиолетовые, реже зеленоватые, то мелкогалечные, то крупногалечные конгломераты с отдельными пачками красно-фиолетовых филлитов и кварцитовидных песчаников, с гальками кварца, зеленых сланцев и красной, оруденелой породы	около 30
14. Плотные, грубослоистые мелкогалечные конгломераты с пачками тонкоплиточных, волнисто-перемятых гравийных конгломератов	около 30
15. Фиолетовые кварцитовидные песчаники с прослоями пестрых глинисто-филлитовых сланцев	несколько десятков метров
16. Зеленовато-фиолетовые песчаники, местами переполненные гальками кварца, красной оруденелой породы и зеленых сланцев	около 20
17. Светло-серо-зеленые крупно-неравнозернистые песчаники, толстослоистые, с редкими гальками тонкозернистых песчаников и красных сланцев, лишь местами образующими скопления; на поверхности слоев заметна продольная волнистость, напоминающая волноприбойные знаки	около 30
18. Зеленые, толстослоистые, относительно мягкие песчаники, отдельные прослои окрашены в фиолетовые и зеленовато-фиолетовые тона	30—40
19. Серые, розовые и зеленовато-фиолетовые песчаники, обычно очень крепкие, грубоплитчатые, с тонкими, невыдержанными прослоями тонкорассланцованных черных и зеленых сланцев мощностью до нескольких сантиметров	несколько десятков метров

Общая мощность обе-изской свиты в описанном разрезе не менее 500—600 м. Этот разрез прослеживается далее к северу, вдоль восточного крыла Б. Пайпудынской синклинали. Разрез восточной полосы обе-изской свиты несколько отличается от разреза западной полосы преобладанием зеленовато-серых, серых и темно-серых оттенков в окраске пород, редкостью в составе свиты конгломератов и сравнительно большим количеством грубых сланцеватых алевролитов.

Часто в своей нижней части свита обогащается материалом подстилающих толщ. На хребте Нядомбой-из, где она граничит с Пайпудынской свитой, в ее составе преобладают серые и зеленовато-серые кварцитовидные песчаники и алевролиты, иногда по окраске приближающиеся к подстилающим сланцам, но более крепкие и массивные, содержащие отдельные пачки массивных кварцитовидных песчаников светло-розового цвета. На левобережье оз. Хадата-юган-лор, где обе-изская свита граничит с пестрыми сланцами верхних горизонтов зенит-шорской свиты, массивные толстоплитчатые песчаники, слагающие основание ордовика, окрашены в красноватые и серо-фиолетовые тона. Севернее, где обе-изская свита ложится на карбонатные породы лангот-юганской свиты, косослоистые песчаники, слагающие ее основание, обогащаются карбонатными частицами.

Прослеживая обе-изскую свиту к югу, можно заметить, что с приближением к Лемвинской зоне в ней быстро уменьшается количество кварцитовидных песчаников и возрастает число прослоев красных и пестрых филлитов, отдельные пачки которых присутствуют, впрочем, и в разрезах Б. Пайпудынского хребта, а также хребта Пендирма-пе. Так, на хребте Падь-яга-мусюр такие прослои составляют немногим меньше половины свиты; в восточной полосе, у подножья Рай-иза в отдельных обнажениях мощность филлитовых пачек достигает 50—60 м.

К югу от горы Шлем кварцитовидные песчаники исчезают из разреза, сменяясь по простиранию глинисто-филлитовыми сланцами филлитовой свиты, впервые выделенной и описанной К. Г. Войновским-Кригер (1946, 1956). Эта свита протягивается вдоль западных склонов водораздельного хребта в районе Хараматолоусской депрессии. Она замещает в этой части района обе-изскую свиту кварцитов и конгломератов и представляет собой мощную однообразную толщу пестрых лиловато-красных и зеленых филлитовидных глинистых сланцев, микроскопически легко отличимых от хорошо раскристаллизованных филлитовидных сланцев доордовичского возраста (зенит-шорская свита, ворчинская свита), на которые эти породы на первый взгляд очень похожи.

Филлитовая свита хорошо обнажена в верховьях притоков р. Зап. Хараматалоу, у подножья хр. Пай-ер, а также на р. Лек-воже (правый верхний приток Ельца), где среди филлитов имеются линзы кварцитовидных песчаников; на верхних правых притоках р. Зап. Хараматалоу мощность отдельных линз достигает 100—150 м.

Малопайпудынская свита. Стратиграфически выше обе-изской свиты залегает еще одна толща песчаников, обычно объединявшаяся с первой в единую свиту. Она представлена черными и серыми кварцито-песчаниками, аркозовыми песчаниками и алевролитами с прослоями сланцев, чередующимися с серо-зелеными основными эффузивами.

Выходы малопайпудынской свиты приурочены к складкам приосевой полосы Западного склона. Широкая полоса их протягивается по Малопайпудынскому хребту и по возвышенностям правого берега р. Б. Пайпудыны, являющимся его продолжением. На Б. Пайпудынском хребте свита обнажается, главным образом, у его восточного подножья и на северной оконечности. Малопайпудынская свита выделена в особую стратиграфическую единицу потому, что местами она залегает с размывом на подстилающей обе-изской свите.

Это можно наблюдать на восточном склоне г. Пендирма-пе, где в основании свиты, сменяя толстоплитчатые красные и бледно-розовые кварциты обе-изской свиты с остатками ангарелл плохой сохранности, залегает пачка серо-зеленых с оливковым оттенком, довольно сильно измененных диабазовых порфиритов, содержащих в основании прослой туфогенных сланцев с отдельными хорошо окатанными гальками от 2 до 5 мм в диаметре и крупными, плохо окатанными глыбами розовых кварцитов, сходных с нижележащими. Более высокие горизонты свиты наблюдаются по нескольким небольшим балкам, берущим начало на том же хребте и впадающим в р. Б. Пайпудыну:

		Мощность, м
O_{1+2}	1. Толща переслаивания массивных, грубозернистых серых песчаников и более тонкоплитчатых, темно-серых алевролитов; в нижней части преобладают массивные песчаники	несколько десятков метров
	2. Плитчатые, серые крепкие песчаники	»
	3. Измененные и окварцованные авгитовые порфириты .	20
	4. Серые песчаники, крепкие, плитчатые	несколько метров

5. Серые и темно-серые, очень крепкие песчаники, то массивные, кварцитовидные, то неправильно слоистые, с тонкими, очень неправильными пропластками черных сланцев	около 100
6. Плотные, толстоприплитчатые, серые кварцитовидные песчаники	более 10
7. Пачка переслаивания серых песчаников, алевролитов и тонколистоватых черных сланцев	около 100
8. Темно-серые песчаники, иногда зеленоватые, довольно массивные. Выветрелая поверхность светлая	10 — 20
9. Черные и темно-серые кварцитовидные плитчатые песчаники, с прослоями от 5 до 20 см черных, тонкоплитчатых, правильно листоватых сланцев	120 —150
10. Черные и темно-серые, мелкозернистые алевролиты, без прослоев сланцев	около 80
11. Крепкие грубоплитчатые, известковистые алевролиты. На выветрелых поверхностях развивается пористая, более светлая, буроватая корка	более 100
12. Серые косослоистые известковистые песчаники и алевролиты	около 30
Общая мощность малопайпудынской свиты	600—650

Свита непосредственно перекрывается известняками хантейской свиты с мшанками.

К северу количество основных эффузивов, представленных пироксеновыми порфиритами и диабазовыми порфиритами, сильно возрастает. Основные эффузивы тесно переплетаются с кварцевыми и аркозовыми песчаниками, образуя мощную толщу, целиком слагающую хребет правобережья Б. Пайпудыны в ее верхнем течении. В наблюдавшихся разрезах эффузивы приурочены главным образом к нижней части толщи.

В верхней части малопайпудынской свиты, как правило, появляются известковистые песчаники, что создает впечатление постепенного перехода между этой свитой и вышележащей карбонатной толщей.

Возраст малопайпудынской свиты, залегающей над обе-изской свитой, содержащей ангарелл, характерных для низов ордовика (тремадокарениг), ниже хантейской свиты, содержащей мшанок ландейля-карадока, может определяться как верхи нижнего ордовика. Однако перерыв в основании свиты указывает на возможное выпадение верхов нижнего ордовика и делает более вероятным среднеордовичский возраст малопайпудынской свиты.

Малопайпудынская свита находит аналогов как в более южных районах, где аналогичная по стратиграфическому положению толща описана М. В. Фишманом (1956) на хребте Сабля, Г. Н. Папуловым (1950) в бассейне Косьвы, а также на крайнем севере Урала (Иванова, 1956).

Средний и верхний ордовик

Хантейская свита (O_{2+3}^{ch}). К среднему и верхнему ордовику в Елецкой зоне относится хантейская свита — толща карбонатных пород, залегающая на грубообломочных и вулканогенных осадках нижних горизонтов ордовика, в основании которой найдены остатки мшанок.

Одна полоса ее, слагающая центральную часть синклинали р. Б. Пайпудыны, протягивается по долине этой реки почти от устья и до верховья. Вторая, меньшая полоса расположена западнее, она образует ядро параллельной синклинали на правобережье р. М. Пайпудыны, в нижнем ее течении.

Здесь по правому нижнему притоку этой реки обнажается основание свиты. На темно-серых, плитчатых песчаниках и алевролитах малопайпудынской свиты здесь согласно залегают:

		Мощность, м
O_{2+3}^{ch}	1. Мелкозернистые, плотные песчанистые известняки с членниками криноидей	1,5
	2. Темно-серые, почти черные мелкозернистые песчаники, толстоплитчатые, очень крепкие, кварцитовидные, с раковистым изломом	6,8
	3. Известняки темно-серые, органогенные, переполненные остатками мшанок и перекристаллизованными члениками криноидей: иногда имеют обломочный характер	2
	4. Известняки темно-серые; крепкие, тонкополосчатые, правильно плитчатые, с буроватой выветрелой поверхностью	10—15

Мшанки, содержащиеся в слое 3 описанной пачки, были определены Г. Г. Астровой. По ее заключению, большинство этих экземпляров принадлежит роду *Dianulites*, очень широко распространенному в ордовичских отложениях Прибалтики и известному также на Северном и Среднем Урале. Все экземпляры, принадлежащие этому роду, весьма близки к виду *D. collifera* Bassler, известному в Прибалтике из ликгольмских слоев, относящихся к верхнему ордовику (карадок). Степень сохранности не позволяет точно определить вид. Остальные экземпляры принадлежат роду *Monotrypa* и весьма близки к виду *M. jewensis* Bassler из иевских и кеченаских слоев Прибалтики, соответствующих среднему ордовику (ландейлю). Таким образом, слои из бассейна р. М. Пайпудыны, содержащие фауну мшанок, могут быть отнесены к ландейл-карадоку.

Более высокие горизонты хантейской свиты плохо обнажены в бассейне р. М. Пайпудыны и об их присутствии можно судить лишь по карстовым воронкам, отмечающим площади их распространения.

В бассейне р. Б. Пайпудыны основание хантейской свиты не наблюдалось, но по нескольким ручьям и в нескольких разведочных канавах на правом берегу хорошо обнажены более высокие ее горизонты, представленные главным образом слоистыми известняками, темно-серыми, белыми, черными и пятнистыми, часто содержащими членики морских лилий.

К северу от Б. Пайпудынского хребта, где ширина полосы известняков сильно возрастает, наряду со слоистыми разностями широко развиты и массивные известняки, в которых часто встречаются сильно перекри-

Таблица 2

Химические анализы некоторых карбонатных пород среднего и верхнего ордовика

№ обр. / точка	Район	В % на воздушно-сухую навеску							
		М.Н.О	R_2O_3	CaO	MgO	CO_2	Сумма	$CaCO_3$	MgCO
208/1175	р. Б. Пайпудына	0,81	Нет	52,73	1,35	42,95	97,84	94,10	2,82
401/332	р. Б. Пайпудына	0,81	0,11	54,25	0,19	42,77	98,13	96,81	0,40
214/1185	р. Б. Пайпудына	11,32	0,59	47,69	0,42	37,88	97,90	85,11	0,88
207/1177	р. Б. Пайпудына	0,76	Нет	54,54	0,84	43,30	99,44	97,33	0,98
156/1138	р. М. Пайпудына	49,40	1,03	26,79	0,43	21,70	99,35	47,81	0,90

сталлизованные органические остатки — членики морских лилий, ядра гастропод, строматопоры.

По своему химическому составу карбонатные породы среднего и верхнего ордовика представляют собой известняки, иногда со значительной примесью терригенного материала (табл. 2).

В Лемвинской зоне верхние горизонты ордовика, по-видимому, входят в состав харатской свиты глинистых и кремнистых сланцев с линзами известняков, которая, как и филлитовая свита, распространена в Лемвинской зоне, но граница распространения выходит за ее пределы далеко на север. Отложения харотской свиты доходят до устья р. Б. Пайпудыны, слагая отчасти большую синклиналь верховья р. Собь.

В этой синклинали харотская свита граничит на востоке с обе-изской свитой ордовика, содержащей, однако, здесь значительное количество прослоев пестрых филлитов. Далее на юг, в Лемвинской зоне, харотская свита обычно граничит с филлитовой свитой ордовика.

Свита выделена и описана К. Г. Войновским-Кригер (1946), который указывает, что главную часть свиты составляют глинистые сланцы, зеленовато-серые и серые, черные углисто-глинистые сланцы, очень характерные серые и темно-серые кремнистые сланцы, пестрые филлитовидные сланцы. Этим породам подчинены разнообразные известняки, из которых особенно характерны светло-серые плитчатые известняки со стилиолинами и песчанистые, петельчатые известняки.

В отложениях харотской свиты содержатся многочисленные остатки граптолитов, указывающие на присутствие в ней всех ярусов силура.

Нижние горизонты харотской свиты, залегающие под слоями с граптолитами, как показывает сопоставление с Приполярным Уралом, северной оконечностью Полярного Урала и Пай-Хоем, относятся, по всей вероятности, еще к ордовику.

Глава II

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ДРЕВНИХ СВИТ

Заканчивая описание стратиграфии древних свит центральной части Полярного Урала, кратко остановимся на структурном положении отдельных разрезов исследованного района, который, как уже отмечалось, захватывает запад осевой зоны и прилежащую часть зоны Западного склона, т. е. западного крыла антиклинория Полярного Урала. Первая является областью преимущественного распространения древних, доордовичских толщ, вторая сложена породами ордовика и более высоких горизонтов палеозоя (см. фиг. 1).

На фоне этих продольных структурных зон намечаются три поперечных участка, различные не только по своей структуре, но и по характеру развитых в их пределах толщ.

Первый из них может быть назван Ханмейско-Елецким, он захватывает бассейны рек Б. Соби, Б. Ханмея и Б. Харбея в пределах осевой зоны и бассейн р. Ельца в пределах Западного склона (Елецкая зона К. Г. Войновского-Кригер). В современной структуре этот участок является наиболее приподнятым, так как ширина осевой зоны здесь максимальная, а на Западном склоне в ядрах антиклиналей обнажаются доордовичские толщи, не выходящие на поверхность в смежных, более опущенных зонах в пределах Западного склона. Расположенный к северу от него Хадатинско-усинский участок и расположенный к югу Хараматолоусско-лемвинский участок по отношению к нему опущены.

Структура осевой зоны в пределах Ханмейско-Елецкого участка представляет собой огромный антиклинорий, запрокинутый на запад. В его ядре выходят амфиболиты хадатинской серии, среди которых широко развиты древние гнейсы. Простирание отдельных полос амфиболитов, а также простирание согласно залегающих тел более молодых гранитов, подчиненных общей структуре, указывает на общее северо-восточное простирание последней и на ее периклинальное замыкание на водоразделе рек Б. Ханмея и Соби, о чем писал еще А. Н. Заварицкий. Здесь намечается также периклинальное замыкание нижних горизонтов щучьинской серии, осложненное в бассейне ручья Сенька-шор синклинально сложной формы, простирание оси которой является почти поперечным по отношению к простиранию антиклинория. На погружении осевой зоны к югу от р. Собь расположен Рай-изский массив ультраосновных пород.

Западное крыло антиклинория, запрокинутое на запад-северо-запад, сложено почти исключительно породами верхнесобской серии, представленной всеми своими свитами, из-под которых лишь местами показывается узкая полоска основания щучьинской серии. Эти свиты образуют как

бы огромную моноклиналь с восточным падением, но моноклинальное залегание большей частью является здесь лишь кажущимся. На самом деле, сланцевые толщи верхнесобской серии смяты в узкие, изоклинальные складки, ядра или сводовые части которых изредка удается видеть в обнажениях по левым притокам р. Б. Пайпудыны, на водоразделе ее с р. Б. Ханмеем, а также по ручьям бассейна р. Ном-рез-рузи. От складок зоны Западного склона крыло антиклинория отделено синклиналью Б. Пайпудыны, ось которой протягивается вдоль долины этой реки. Восточное крыло структуры нарушено продольным надвигом. Западнее, в пределах исследованного района, выделяются еще три складки: антиклиналь Б. Пайпудынского хребта, синклиналь р. М. Пайпудына и антиклиналь хребта Пендирма-пе.

Осевые поверхности всех этих складок наклонены к северо-западу, простирание складок северо-северо-восточное. Западные крылья обеих антиклиналей осложнены продольными надвигами, частично подвернуты и редуцированы. Как и расположенные западнее антиклинали Манитанырд и Енгане-пе, обе складки быстро погружаются как в северном, так и в южном направлениях.

В ядрах антиклиналей выходят только породы свиты Пендирма-пе, на которых с резким угловым несогласием залегают кварциты нижнего ордовика, слагающие крылья складок.

В ядрах синклиналей Б. и М. Пайпудыны залегают известняки хантейской свиты. На севере осевой части второй из этих складок широкое развитие приобретают вулканогенно-обломочные породы малопайпудынской свиты ордовика.

На границе Ханмейско-Елецкого участка с расположенным севернее Хадатинского-Усинским, примерно совпадающей с долиной р. Лангот-юган, в ядре антиклинория осевой зоны наблюдается ряд гранитных массивов с необычными широтными простираниями. Сланцевые толщи верхнесобской серии западного крыла антиклинория образуют здесь довольно резкий перегиб, обращенный выпуклостью к востоку. На той же широте происходит быстрое погружение складок Западного склона; можно предполагать, что оба участка разделены между собой одним или несколькими поперечными разломами.

В пределах Хадатинско-Усинского участка, охватывающего бассейны верхнего течения рек Лангот-югана, Б. Хадаты, правобережья р. Б. Щучьей, а также верховья р. Усы, ядро антиклинория осевой зоны сложено также породами хадатинской серии, среди которых, однако, часто наблюдаются узкие полосы углисто-кварцитовых слюдяных и хлоритово-слюдяных сланцев верхнехарбейской свиты, залегающих, по-видимому, в ядрах синклинальных складок, зажатых среди амфиболитов, рассланцованных амфиболитов и гнейсов.

Такие полосы, ширина которых обычно не превышает нескольких десятков метров, наблюдались на реках Б. Харбей, Крестовая, Немур-юган, Сядате, на междуречье Б. Хадаты и Б. Щучьей, близ западной границы хадатинской серии с осадочно-метаморфической толщей. Простирания в породах ядра антиклинория между реками Лангот-юганом и Гена-хадатой продолжают оставаться северо-северо-восточными, как показывает простирание полос амфиболитов, а также многочисленных согласных интрузивов более молодых гранитоидов.

Близ р. Б. Щучьей вновь появляются поперечные, почти широтные простирания, по-видимому, указывающие на северное погружение ядра антиклинория осевой зоны. Нижние горизонты осадочно-метаморфической толщи меняют здесь северо-северо-восточное простирание на восток-северо-восточное, образуя на междуречье Б. Хадаты и Б. Щучьей плавный изгиб, а затем периклинально замыкаются.

Строение северо-западного крыла антиклинория осевой зоны здесь сложнее, чем в пределах Ханмейско-Елецкой зоны. Кроме мелких изоклинальных складок, охватывающих только одну свиту, здесь наблюдается серия более крупных складок, количество которых увеличивается с юга на север.

При значительной длине (до нескольких десятков километров) ширина складок не превышает 1—2 км, несколько возрастая в бассейне р. Щучьей.

Между реками Лангот-юганом и Б. Хадатой складки имеют северо-северо-восточное простирание; к северу от последней осевые линии их веерообразно расходятся. На востоке близ границы хадатинской серии с осадочно-метаморфической толщей простирание складок параллельно этой границе, на западе осевые линии имеют почти меридиональное простирание. Все складки запрокинуты на запад. Между реками Лангот-юганом и Б. Хадатой форма складок близка к изоклинальной. В бассейне р. Б. Щучьей они имеют сдавленную форму, на западных крыльях развивается ряд мелких ступенчатых изгибов. Кроме того, крыло антиклинория осевой зоны осложнено здесь несколькими крутыми надвигами, один из которых прослеживается в бассейне рек Гена-хадаты и Б. Хадаты, причем сопровождается резким флексурообразным перегибом в нижних горизонтах осадочно-метаморфической толщи, а два других осложняют складки второго порядка на водоразделе р. Б. Хадаты и Б. Щучьей.

Приосевая часть зоны Западного склона сложена в пределах Хадатинско-Усинского участка грубообломочными породами обе-изской свиты и обломочно-туфогенной толщей средних горизонтов ордовика. В узкой полосе, где они были исследованы, эти породы образуют серию крутых складок, оси которых немного наклонены к западу. Крылья складок обычно круто падают к востоку под углами от 50° до 80°, реже наблюдаются вертикальные или даже крутые (до 70°) западные падения (верховье р. Б. Усы). Простирание как нижней границы ордовика, так и наблюдавшихся складок меридиональное.

Южный, Хараматолоусско-Лемвинский участок Полярно-Уральского антиклинория в осевой части изучен далеко недостаточно. Структура его во многом не ясна еще и потому, что здесь широко распространены ультраосновные породы, образующие массивы Рай-иза и Пай-ера. Лишь в промежутке между ними в пределах Хараматалоусской депрессии можно наблюдать структуру древних свит, вмещающих оба массива. Как и севернее, осевая зона, ширина которой здесь значительно сокращена, образует антиклинорий, в ядре которого выходят амфиболиты и древние плагиогнейсы хадатинской серии, а на западном крыле протягивается узкая полоса пород щучьинской серии.

В северо-западной части Хараматалоусской депрессии в верховьях р. Ельца в породах ядра антиклинория наблюдаются простирания, близкие к меридиональным при восточных падениях. То же простирание имеет и крыло антиклинория, сложенное верхнеелецкой и верхнехарбейской свитами щучьинской серии и осложненное более мелкими складками, размер которых не позволяет выделить их на карте. Складки запрокинуты на запад и имеют то изоклинальную, то более сложную, ступенчатую форму. На юге и на севере полоса древних свит Хараматалоусской депрессии обрезана ультраосновными массивами Рай-иза и Пай-ера, причем границы отдельных свит подходят почти под прямым углом к линии контакта, который является, таким образом, несогласным, хотя близ него во вмещающих породах, по указанию А. Н. Заварицкого и других исследователей, местами наблюдается падение пород под массив.

Что касается западного склона, то его так называемая Лемвинская зона описана К. Г. Войновским-Кригер (1946; 1956). Здесь развиты только отложения палеозоя в сланцевых «лемвинских» фациях, смятые в изоклинальные складки и разбитые множеством надвигов. Несмотря на всю сложность структуры, в северной части зоны прослеживаются отдельные складки смежного более приподнятого участка Западного склона, т. е. Елецкой зоны. Отметим также, что близ границы этих участков в Лемвинской зоне отмечены два крупных поперечных разлома, захватывающие палеозойские, в том числе и пермские отложения.

Глава III

СОПОСТАВЛЕНИЕ СО СМЕЖНЫМИ РАЙОНАМИ

Описанный выше разрез древних свит Полярного Урала хорошо сопоставляется с разрезом более северных районов, где проводили исследования сотрудники НИИГА — Б. Я. Осадчев, Д. Г. Беляков, Ю. С. Бушканец, А. М. Иванова и др.

Наиболее древние образования участка осевой полосы, расположенного к северу от р. Щучьей, представлены амфиболитами и плагиогнейсами, соответствующими хадатинской серии. А. М. Иванова (1956) предположительно относит этот комплекс к протерозою.

Вышележащий комплекс доордовичских пород подразделен на три свиты: н я р о в е й с к у ю — черные и пестрые филлиты с прослоями мраморов; х у у т и н с к у ю — кварциты, песчаники и сланцы; м а н ь и н с к у ю — песчанистые известняки, сланцы и эффузивы.

В бассейне р. Б. Щучьей наблюдался непосредственный переход верхнехарбейской свиты в няровейскую, а усть-нодьинской и ворчинской свит щучьинской серии — в хуутинскую свиту. Наконец, маньинская свита переходит в лангот-юганскую свиту верхнесобской серии.

А. М. Иванова условно принимает нижне-среднекембрийский возраст этих свит, но не считает исключенной и возможность их отнесения к протерозою (Иванова, 1956; 1957).

На всех этих свитах трансгрессивно залегают отложения ордовика, среди которых выделяются:

нижний ордовик — м и н и с е й с к а я с в и т а серых, розовых и лиловых кварцито-песчаников, конгломератов и сланцев с остатками биллингсел и ангарелл, соответствующая обе-изской свите;

средний ордовик — о ч е-н ы р д с к а я с в и т а эффузивов, туфов и сланцев; низы свиты, возможно, относятся еще к нижнему ордовику;

верхний ордовик — н я р м и н с к а я с в и т а черных сланцев и известняков с кораллами и одновозрастная, местами замещающая ее о с о в е й с к а я с в и т а черных и пестрых филлитовидных кремнистых сланцев.

Как видно из прилагаемой таблицы (табл. 3), разрез доордовичских и ордовичских отложений северной оконечности Полярного Урала прекрасно увязывается с разрезом изученного нами района. Поэтому, в настоящее время можно говорить об единой стратиграфической шкале доордовичских отложений всей осевой полосы Полярного Урала в целом.

Более трудной задачей является сопоставление древних свит Полярного и Приполярного Урала. Мы лишены возможности проследить по простиранию немые толщи Полярного Урала в районы Приполярного, так как в опущенной Лемвинско-Хараматалоусской зоне, разделяющей

Таблица 3

Схема сопоставления древних свит различных районов Полярного Урала

Полярный Урал				
К югу от р. Б. Щучья			К северу от р. Б. Щучья (по А. М. Ивановой, 1956)	
	Системы, серии	Свиты	Системы	Свиты
Палеозой	Ордовик	Малопайпудынская	Ордовик	Оче-нырдская
		Обе-изская		Минисейская
Рифей	Верхне-собская	(Несогласие) Пендирма-пе	Кембрий (?)	(Несогласие)
		Пайпудынская		
		Понпель-шорская		
		Зенит-шорская		
		Лангот-юганская		Маньинская
	Щучьинская	(Несогласие) Ворчинская		(Несогласие) Хуутинская
		Усть-нодьинская		
		Верхнехарбейская		Нярсвейская
		Верхнеелецкая		
		(Несогласие)		(Несогласие)
	Хадатинская		Докембрий	Герд-изская

примыкающие к ней приподнятые зоны, являющиеся областями главного развития метаморфических свит, последние имеют весьма ограниченное распространение.

К. А. Львов (1957) в настоящее время приводит следующий разрез древних свит центральной зоны Приполярного Урала.

Шатмагинская свита. Кварцево-хлорито-биотитовые, гранато-кварцево-слюдистые, хлорито-серицитовые, тальковые, цоизитовые, слюдяно-андалузитовые, актинолито-хлоритовые сланцы, амфиболиты и парагнейсы; мощность более 1500 м. Размыв, угловое несогласие.

Ош-изская свита. Слюдистые, полевошпатовые кварциты и слюдисто-кварцитовые сланцы; внизу обычно гравийные и мелкогалечные кварцево-полевошпатовые конгломераты; мощность 300—500 м.

Пуйвинская свита. Микроплойчатые кварцево-хлорито-слюдяные, слюдисто-кварцевые и графито-слюдяно-кварцевые сланцы; мощность 400—600 м.

Щокурьинская свита. Ленточно-слоистые пестроцветные хлорито-слюдистые мраморы с подчиненными известковистыми филлитами

или метаморфизованными основными эффузивами. Остатки водорослей *Collenia buriatica* Masl; мощность 300—500 м.

Размыв, угловое несогласие (?).

Хобеинская свита. Нижняя толща: кварцитовидные песчаники и кварциты, часто полевошпатовые, толстослоистые. Верхняя толща: микрослоистые альбито-серицито-кварцевые и кварцево-хлорито-серицитовые сланцы с прослоями мелкозернистых кварцито-песчаников и джеспилитовых сланцев; мощность 700—1000 м.

Маньинская свита. Нижняя толща: известково-серицито-хлоритовые, слюдисто-кремнистые и хлорито-слюдяные сланцы с пачками доломитов и известняков. Остатки *Collenia*, *Renalces* и мелкие археоциаты. Верхняя толща: метаморфизованные спилиты, плагиоклазовые порфириты, альбитофиры, кварцевые порфириты и их туфы с подчиненными филлитами; мощность свиты 900—2000 м.

Размыв, угловое несогласие.

Тельпосская свита (O_1). Метаморфизованные кварцевые, аркозовые и полимиктовые песчаники с подчиненными пачками филлитизированных глинистых сланцев; внизу — полимиктовый конгломерат; фауна брахиопод, головоногих и гастропод нижнего ордовика; мощность 200—1500 м.

Хыдейская свита (O_2). Филлитизированные глинистые сланцы и филлиты с подчиненными пачками песчаников и известняков, фауна мшанок, брахиопод и табулят среднего ордовика; мощность 300—800 м.

Щугорская свита (O_{2+3}). Известняки и доломиты; местами замещаются темно-серыми углисто-глинистыми сланцами, чередующимися с песчаниками и известняками; фауна верхнего и среднего ордовика; мощность 700—1000 м.

Сравнение этого разреза с приведенным разрезом Полярного Урала показывает, что мы можем сопоставлять лишь крупные комплексы метаморфической толщи, серии, но не отдельные свиты (табл. 4). Это, быть может, объясняется отчасти тем, что разрез К. А. Львова является сводным.

Сопоставление с разрезами отдельных конкретных районов Приполярного Урала дает несколько лучшие результаты.

На северной оконечности Приполярного Урала, на хребтах Сана-из и Малды древние свиты были изучены В. В. Меннером, который дал следующую схему стратиграфии (Меннер, 1949).

Щокурьинская свита. Перекристаллизованные мраморы, зеленые сланцы и кварциты; мощность более 1000 м.

Размыв.

Старик-шорская свита. Кварциты и аркозовые кварциты; мощность 100—2500 м.

Сана-изская свита. Нижняя подсвита: зеленые сланцы, вулканогенные песчаники с линзами мраморов и прослоями кварцитов. Верхняя подсвита: зеленые сланцы, вулканогенные сланцы; мощность свиты более 1500 м.

Туфогенная толща. Туфогенные породы с покровами кварцевых порфиров и диабазов, замещенные местами толщей мелкозернистых кварцитов; мощность более 2000 м.

Размыв, угловое несогласие.

Обе-изская свита. Серые, лиловые и розовые кварциты и кварцитовые конгломераты с ангареллами; мощность до 2000 м.

Малдинская свита (ангарелловые слои). Известковистые, зеленоватые, кварцитовидные песчаники с пачками зеленых и фиолето-

Таблица 4

Схема сопоставления древних свит полярного и приполярного Урала

Полярный Урал		Приполярный Урал			
Схема *М. Е. Раабен* (1956)		Схема *К. А. Львова* (1956, 1957)		Схема *В. В. Меннера* (1949)	Схема *Г. А. Чернова* (1948)
Серии или системы	Свиты	Свиты		Свиты	Свиты
Ордовик	Хантейская	Щугорская		Кожимская	Косьюнская
	Малопайпудынская	Хыдейская		Перерыв	Перерыв
	Обе-изская	Тельпосская		Ангарелловые слои Обе-изская	Саледская Обе-изская
Несогласие		Несогласие		Несогласие	Несогласие
Верхне-собская	Пендирма-пе	Маньинская	Верхняя толща	Кварциты Туфогенная толща	Лапто-пайская
	Пайпудынская Поппель-шорская Зенит-шорская		Нижняя толща	Сана-изская: Верхняя толща	Вой-вожская
				Сана-изская: Нижняя толща	Вангырская
	Лангот-юганская	Хобеинская		Старик-шорская	
Несогласие		Размыв		Несогласие	
Щучьинская	Ворчинская Усть-нодьинская	Щокурьинская Пуйвинская Ош-изская		Щокурьинская	
	Верхнехарбейская				
	Верхнеелецкая	Несогласие			
Несогласие					
Хадатинская		Шатмагинская			

вых глинистых и хлоритовых сланцев, с небольшими редкими прослоями светлых мраморов. В верхней части изобилуют ангареллы, в том числе *Angarella lopatini* Assat. и др.; мощность до 500 м.

Кожимская свита. Известняки, доломитизированные известняки, карбонатные и хлоритовые сланцы. В основании маломощный горизонт охристых сланцев — возможно, древняя кора выветривания. Свита содержит в низах мшанок *Dianulites petropolitana* Dyb, брахиопод *Sowerbiella sericea* Sow, и др.; мощность около 1000 м.

Этот разрез, характерный для северной оконечности Приполярного Урала, легко может быть увязан с разрезами более южных районов приосевой полосы его Западного склона, в частности с разрезом бассейна Вангыра и Сынь-ю, изученным Г. А. Черновым (см. табл. 4).

Вангырская свита. Белые, зеленоватые, слабо-лиловые кварциты, переслаивающиеся с кремнистыми, кварцево-кальцитовыми, кальцинированными, соссюрито-хлоритовыми сланцами, филлитами, светлыми

мраморами, местами содержащими водоросли; много эффузивов, главным образом кислых; мощность не менее 3 км.

Вой-вожская свита. Зеленые, лиловатые и серые сланцы с полосатой слоистостью. Среди них — хлорито-серицитовые, серицито-хлоритовые и серицитизированные глинистые сланцы с подчиненными прослоями кварцитов, мраморизованных известняков и основных эффузивных пород; общая мощность около 2 км.

Лапто-пайская свита. Серые песчаники с прослоями конгломератов и большим количеством туфового материала, до 1,5 км.

На них несогласно налегает ордовик.

Свита Обе-из. Кварциты и конгломераты с ангареллами, около 1 км.

Саледская свита. Кварцевые песчаники и зеленоватые алевролитовые сланцы с прослоями известняков, до 500 м.

Косьюнская свита. Карбонатные осадки с фауной карадока.

Мы видим, что в разрезах хребтов Малды и Сана-из и бассейна р. Вангыра отсутствует широко распространенная на Полярном Урале вулканогенно-обломочная толща, залегающая между кварцито-конгломератовой свитой низов ордовика и ее верхними, преимущественно карбонатными горизонтами.

Ее аналоги установлены в настоящее время в других районах западного склона Приполярного Урала: по данным М. В. Фишмана (1956), значительная часть хребта Сабля сложена толщей туфогенных пород — авгитовых и полевошпатовых порфиритов, спиллитов и т. п., мощностью более 1000 м, содержащих в своем основании горизонт лавобрекчий и залегающих на размытой поверхности кварцитов и конгломератов обеизской свиты, мощность которой достигает около 300 м. Обе-изская свита, в свою очередь, залегает здесь с размывом и угловым несогласием на толще доордовичских пород — филлитов, хлоритовых и кварцево-хлоритовых сланцев, с пачками кварцитов, метаморфизованных эффузивов и их туфов, мощностью более 1000 м.

В разрезе хребтов Малды и Сана-из вулканогенная толща ордовика выпадает из разреза; ей, вероятно, соответствует перерыв в осадконакоплении, отмеченный пачкой охристых сланцев в основании кожимской свиты.

Таким образом, если нижние горизонты разрезов доордовичских отложений Приполярного и Полярного Урала трудно сопоставимы, то более высокие (верхнесобская серия Полярного Урала) построены довольно сходно, хотя в них здесь и нет полной аналогии. Последнее вполне понятно, если учесть, что зона хребтов Сана-из и Малды, а также Вангыра в структурном отношении аналогична не осевой полосе Главного антиклинория, а восточным складкам Елецкой зоны Западного склона. Этим объясняется, по-видимому, и широкое развитие в разрезе этих регионов, описанных А. А. Чумаковым (1947), В. В. Меннером (1949), Г. А. Черновым (1948), В. В. Маркиным (1956), верхней туфогенно-обломочной (лапто-пайской) свиты, аналоги которой отсутствуют в осевой полосе Полярного Урала, но встречены в ядрах складок его западного склона (свита Пендирма-пе автора, енгано-пейская свита М. Н. Парханова).

Значительно большее сходство разрезов ордовика Западного склона Приполярного Урала и восточной части Елецкой зоны объясняется, по-видимому, именно сходным положением их в общей структуре Урала.

ВЫВОДЫ

Стратиграфические работы, проведенные автором за последние годы, показали, что наиболее древние отложения Полярного Урала, залегающие ниже фаунистически охарактеризованного ордовика, подразделяются на три стратиграфически обособленных комплекса или серии: хадатинскую, щучьинскую и верхнесобскую, названные по именам тех рек, в бассейнах которых они развиты наиболее широко и типично.

Эти серии отделены как одна от другой, так и от ордовика угловыми или стратиграфическими несогласиями. В каждой из двух верхних серий может быть выделено, в свою очередь, несколько свит:

1. Хадатинская серия (R^{c}). (Деление на свиты не проведено).

— Несогласие —

2. Щучьинская серия ($R^{\hat{c}}$):
   а) верхнеелецкая свита;
   б) верхнехарбейская свита;
   в) усть-нодьинская свита;
   г) ворчинская свита.

— Несогласие —

3. Верхнесобская серия (R^{vs}):
   а) лангот-юганская свита;
   б) зенит-шорская свита;
   в) усть-нодьинская свита;
   г) пайпудынская свита;
   д) свита Пендирма-пе.

— Несогласие —

4. Ордовик (О):
   а) обе-изская свита;
   б) малопайпудынская свита;
   в) хантейская свита.

1. Хадатинская серия представлена амфиболитами и амфиболовыми сланцами, инъекцированными плагиогнейсами.

Серия соответствует свите амфиболовых гнейсов и амфиболитов К. И. Постоева. В схемах А. В. Хабакова (1945) и Г. П. Софронова (1947) породы этой серии как стратиграфический комплекс не были выделены; в настоящее время Г. П. Софронов (1956) выделяет ее под названием сланцево-амфиболитовой свиты.

2. Щучьинская свита залегает на хадатинской серии с явным размывом везде, кроме Хараматалоусской депрессии (см. фиг. 2), где в ее основании развита верхнеелецкая свита ярко-зеленых актинолитовых

сланцев и белых сахаровидных плагиогнейсов с подчиненными пропластками углисто- и графито-кварцитовых сланцев и песчаников. Во всех других районах Полярного Урала щучьинская серия начинается непосредственно верхнехарбейской свитой серых, черных и зеленовато-серых кварцитовых, кварцево-слюдяных и кварцево-хлоритовых сланцев,

Фиг. 2. Схема соотношения древних свит в различных районах осевой полосы Полярного Урала.

I — бассейн верховьев р. Ельца; *II* — бассейн р. Малой Пайпудыны; *III* — бассейн верховьев р. Соби; *IV* — бассейн р. Лангот-югана; *V* — бассейн р. Гена-хадаты; *VI* — район озера Щучьего. Ордовик: *1* — вулканогенные породы; *2* — кварцитовидные песчаники; *3* — конгломераты и песчаники; *4* — филлиты. Верхнесобская серия: *5*—вулканогенно-осадочные породы свиты Пендирма-пе; *6* — ярко-зеленые сланцы и алевролиты пайпудынской свиты; *7* — светло-серые сланцы понпель-шорской свиты; *8* — пестрые филлиты зенит-шорской свиты; *9* — черные углистые сланцы зенит-шорской свиты; *10* — зеленые сланцы лангот-юганской свиты; *11* — известняки и доломиты лангот-юганской свиты; *12* — линзы карбонатных пород лангот-юганской свиты; *13* — кварциты лангот-юганской свиты. Щучьинская серия; *14* — пестрые филлитовидные сланцы ворчинской свиты; *15* — светло-серозеленые полосчатые сланцы и алевролиты усть-нодьинской свиты; *16* — углисто-кварцитовые и хлоритовые сланцы верхнехарбейской свиты; *17* — амфиболовые сланцы верхнеелецкой свиты. Хадатинская серия; *18* — гнейсы и амфиболиты.

часто обогащенных углистым веществом. В ее основании встречаются прослои мелкогалечного конгломерата с гальками пород хадатинской серии.

В схеме Г. П. Софронова верхнехарбейской свите соответствует свита хлоритовых сланцев, углисто-кварцитовых сланцев и кварцитов. Однако к этой последней отнесены также породы другой литологически несколько сходной свиты — зенит-шорской, принадлежащей к верхнесобской серии.

Усть-нодьинская свита представлена однообразными светло-серо-зелеными альбито-хлорито-серицито-кварцевыми сланцами и катакла-

зированными алевролитами и пронизана множеством пластовых тел измененных диабазов.

Ворчинская свита сложена лиловатыми и серо-зелеными серицитовыми, хлорито-серицитовыми и кварцево-хлоритово-серицитовыми мягкими филлитовидными сланцами.

Усть-нодьинская и ворчинская свиты отчасти соответствуют свите зеленых сланцев схемы Г. П. Софронова, к которой он отнес, кроме того, часть пород вышележащей верхнесобской серии.

3. Верхнесобская серия с размывом залегает на различных свитах щучьинской серии или даже на хадатинской (см. фиг. 2).

Лангот-юганская свита, залегающая в основании серии, представлена ярко-зелеными эпидот-хлоритовыми и эпидот-актинолитовыми сланцами, в нижней части с прослоями и линзами кварцитов и кристаллических известняков. Низы свиты отвечают мраморно-кварцито-сланцевой свите Г. П. Софронова, верхняя часть — его свите зеленых сланцев.

Зенит-шорская свита сложена двумя подсвитами: нижней — черных и серых углисто-хлорит-серицитовых и углисто-кварцево-серицитовых сланцев и верхней — пестрых красно-фиолетовых и серо-зеленых филлитовидных хлорит-серицитовых сланцев, часто гематитсодержащих. В схеме Г. П. Софронова породы зенит-шорской свиты отнесены, вместе с верхнехарбейской, к свите хлоритовых сланцев, углисто-кварцитовых сланцев и кварцитов.

Понпель-шорская свита представлена однообразными светло-серыми и зеленовато-серыми кварцево-серицитовыми и хлоритово-кварцево-серицитовыми сланцами.

Пайпудынская свита — толща, в которой чередуются мягкие, тонколистоватые, серицит-хлоритовые сланцы и грубые, плитчатые кварцитовые сланцы; часто наблюдается микрополосчатое строение, цвет ярко-зеленый или густо-зеленый.

Свита Пендирма-пе развита только в складках Западного склона Полярного Урала (см. фиг. 1). Она представлена серыми, красновато-серыми и серо-зелеными кварцево-хлорито-серицитовыми сланцами и алевролитами с прослоями гравийного конгломерата и мощными пачками катаклазированных альбитофиров и кварцевых альбитофиров.

Эта свита соответствует эффузивно-туфосланцевой свите схемы Г. П. Софронова и вероятно, енгене-пейской свите М. Н. Парханова.

4. Ордовик залегает на различных горизонтах верхнесобской серии с размывом и резким угловым несогласием. В его составе выделяется обе-изская свита светлых песчаников и конгломератов с фауной ангарелл, малопайпудынская свита темно-серых песчаников, сланцев и основных эффузивов и хантейская свита известняков с фауной мшанок, указывающих на средне-верхнеордовичский возраст слоев. Возможно, что верхние горизонты этой свиты принадлежат силуру.

В бассейне верховьев р. Ельца осуществляется быстрый переход грубообломочных и карбонатных осадков ордовика и силура в сланцевые фации Лемвинского комплекса.

Древние свиты исследованной автором части осевой полосы Урала, от Верхнего Ельца до р. Б. Щучьей, непосредственно прослеживаются в районах, расположенных севернее этой реки, где они изучены Б. Я. Осадчевым, Ю. С. Бушканец, Д. Г. Беляковым и А. М. Ивановой. Герд-изская свита этих авторов является синонимом хадатинской серии, няровейская соответствует верхнехарбейской свите, хуутинская — усть-нодьинской и ворчинской, маньинская свита — лангот-юганской свите верхнесобской серии.

Более высокие горизонты серии на севере не развиты, и ордовик залегает трансгрессивно на маньинской и более древних свитах. Минисейская

свита ордовика соответствует обе-изской свите, а оче-нырдская — малопайпудынской.

Таким образом, разрез протерозоя и нижнего палеозоя для всей той части осевой полосы, которая расположена севернее р. Ельца, легко укладывается в единую стратиграфическую схему.

Сопоставление с Приполярным Уралом затруднено тем, что непосредственно протянуть в поле свиты между обоими районами невозможно.

В разрезе доордовичских отложений палеозоя Приполярного Урала выделяются, как и на Полярном Урале, три стратиграфически обособленных комплексов или серии, разделенных несогласиями.

Нижняя из них включает шатмагинскую свиту сильно метаморфизованных пород — кристаллических сланцев, амфиболитов и плагиогнейсов схемы К. А. Львова.

Вышележащая серия включает ош-изскую, пуйвинскую и щокурьинскую свиту схемы К. А. Львова.

Третья серия включает хобеинскую и маньинскую свиту схемы К. А. Львова. В западной части осевой полосы и на Западном склоне Приполярного Урала к ней относятся вангырская, вой-вожская и лаптопайская свиты Г. А. Чернова, старик-шорская, сана-изская свиты, туфогенная толща и толща мелкозернистых кварцитов В. В. Меннера и IV, V и VI свиты схемы Г. В. Меркуловой.

Наконец, ордовик, залегающий на более древних породах с резким угловым несогласием, включает тельпосскую (К. А. Львов) или обе-изскую и саледскую или малдинскую (Г. А. Чернов, В. В. Меннер) свиты, хыдейскую свиту среднего ордовика и карбонатные породы среднего и верхнего ордовика.

Эти четыре стратиграфически обособленных серии Приполярного Урала могут, по-видимому, быть параллелизованы с полярно-уральскими.

Параллелизация более дробных стратиграфических единиц трудно осуществима из-за значительной изменчивости пород как вкрест, так и по простиранию структур. Сопоставление отдельных свит внутри серий возможно лишь для верхней серии подордовичских и для ордовичских отложений, имеющих много общего как на Полярном, так и на Приполярном Урале.

В основании верхней серии подордовичских отложений Приполярного Урала с размывом залегает толща кварцитов (хобеинская свита, старик-шорская свита или низы вангырской свиты). Мощность ее то достигает нескольких сот и даже 1,5—2 тысяч метров, то сокращается до нескольких десятков метров. Ей соответствует на Полярном Урале пачка кварцитов изменчивой мощности, залегающая в основании лангот-юганской свиты.

Выше залегает толща зеленых хлоритовых сланцев и филлитов, с линзами мраморов, соответствующая большей части лангот-юганской свиты Полярного Урала. Она то хорошо обособляется от нижележащих кварцитов, то тесно с ними связана. Поэтому в различных районах исследователи то выделяют кварциты в особую свиту (К. А. Львов, В. В. Меннер), то объединяют их с мраморами и сланцами (вангырская свита Г. А. Чернова), как это приходится делать на Полярном Урале.

Верхняя граница толщи, заключающей линзы мраморов, по-видимому, также не везде одинаково четкая. На Западном склоне вышележащая толща филлитов, хлоритовых и кварцево-хлоритовых сланцев выделена в отдельную свиту Г. А. Черновым (вой-вожская свита) и М. М. Ермолаевым (юнко-вожская свита), в приосевой полосе В. В. Меннером — в верхнюю подсвиту старик-шорской свиты; в центральной полосе К. А. Львов объединил ее с нижележащей толщей сланцев и

мраморов в нижнюю подсвиту маньинской свиты, а Г. В. Меркулова — в IV свиту.

Эта толща филлитов, хлоритовых и кварцево-хлоритовых сланцев Приполярного Урала приблизительно соответствует зенит-шорской, понпель-шорской и пайпудынской свитам Полярного Урала.

Верхи доордовичских отложений на Приполярном Урале представлены, как и на Полярном, туфогенными породами, иногда чередующимися с осадочными или переходящими в них по простиранию. Это — верхняя подсвита маньинской свиты схемы К. А. Львова, V, VI свиты Г. В. Меркуловой, туфогенная толща и толща мелкозернистых кварцитов В. В. Меннера и лапто-пайская свита Г. А. Чернова; на Полярном Урале им соответствует свита Пендирма-пе.

Верхнесобская серия Полярного Урала хорошо сопоставляется, таким образом, в частях и в целом с верхней серией подордовичских отложений Полярного Урала. Что касается сопоставления этой серии с более южными районами Урала, то, по мнению К. А. Львова, присутствие одинакового комплекса водорослей и археоциат (?) в миньярской свите Западного склона Южного Урала и в маньинской свите Приполярного Урала позволяет параллелизовать эти свиты.

Что касается верхней границы «древних свит», то, если на Южном Урале она определяется их залеганием под фаунистически охарактеризованным верхним ордовиком, на Северном Урале фаунистически охарактеризован уже тремадок, и нижележащие толщи попадают, несомненно, в кембрий и докембрий. Наиболее вероятен их рифейский возраст.

Разрез ордовика Полярного и Приполярного Урала очень сходен. В основании с резким угловым несогласием залегает толща грубообломочных пород нижнего ордовика с фауной ангарелл и биллингселл (тельпосская свита К. А. Львова=обе-изской свите+малдинская свита (ангарелловые слои) В. В. Меннера=обе-изской свите+саледская свита Г. А. Чернова=обе-изской свите Полярного Урала).

Выше залегает туфогенная толща (хыдейская свита К. А. Львова = = вулканогенной свите М. В. Фишмана), развитая не повсеместно и в ряде участков Западного склона выпадающая из разрезов.

Средний и верхний ордовик Приполярного и Полярного Урала представлен карбонатными породами с фауной ландейля-карадока. В его основании намечается, по-видимому, региональный размыв, и отложения тесно связаны с вышележащими карбонатными породами силура.

ЛИТЕРАТУРА

Баклунд О. О. Горные породы Полярного Урала и их взаимные отношения, ч. 1 Восточный склон в области рек Ханема и Харава. Зап. Акад. наук, сер. 8, 1912, 28.

Бушканец Ю. С. и Беляков Д. Г. Отчет геолого-съемочной партии НИИГА за 1954 г. Ленинград, Фонды НИИГА, 1954.

Войновский-Кригер К. Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала. Сов. геология, 1946, сб. 6.

Войновский-Кригер К. Г. Силур и девон западного склона Полярного и Приполярного Урала. В кн.: Тезисы докладов на Совещании по унификации стратиграфических схем Урала. Л., 1956.

Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-из в Полярном Урале. М.— Л., Гос. науч.-техн. геол.-развед. изд., 1932.

Иванова А. М. Протерозой и нижний палеозой северной части Полярного Урала. В кн.: Тезисы докладов на Совещании по унификации стратиграфических схем Урала. Л., 1956.

Иванова А. М., Устрицкий В. И., Молдаванцев Ю. Е. Геологическое строение Полярного Урала и Пай-Хоя. Тр. Науч.-исслед. инст. геол. Арктики, 1957, 81.

Львов К. А. Докембрий и нижний палеозой Приполярного Урала. В кн.: Тезисы докладов на Совещании по унификации стратиграфических схем Урала. Л., 1956.

Львов К. А. О древних отложениях Урала, их возрасте и стратиграфии. Сов. геология, 1957, сб. 55.

Меннер В. В., Сирин Н. А. и др. Отчет Полярно-Уральской Экспедиции АН СССР. Фонды СОПС АН СССР, 1949.

Маркин В. В. Ордовик западного склона Приполярного Урала. В кн.: Тезисы докладов на Совещании по унификации стратиграфических схем Урала. Л., 1956.

Папулов Г. Н. Стратиграфия осадочно-метаморфических толщ бассейна р. Косьвы. Тр. Горно-геол. инст. Уральск. фил. Акад. наук СССР, 1950, вып. 17.

Падалка Г. Л. Перидотитовый массив Пай-ер на Полярном Урале. Тр. Арктического инст., 1936, 7.

Парханов М. Н. Нижний палеозой западного склона Полярного Урала. В кн.: Тезисы докладов на Совещании по унификации стратиграфических схем Урала. Л., 1956.

Раабен М. Е. Отчет Пайпудынского отряда ПУЭ АН СССР за 1952 г. Фонды ГИН АН СССР, 1953.

Раабен М. Е. Протерозой и нижний палеозой южной части Полярного Урала. В кн.: Тезисы докладов на Совещании по унификации стратиграфических схем Урала. Л., 1956.

Сирин Н. А. Геолого-петрографическое исследование Приполярного Урала. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1945, вып. 72, сер. петрограф. (№ 22).

Софронов Г. П. Результаты геологического изучения центральной полосы Полярного Урала и задачи дальнейших исследований. В кн.: Материалы II Геологической конференции Коми АССР. Сыктывкар, 1947.

Софронов Г. П. Протерозой и нижний палеозой Полярного Урала. В кн.: Тезисы докладов на Совещании по унификации стратиграфических схем Урала. Л., 1956.

Фишман М. В. Геологическое строение и горные породы хребта Сабли (Приполярный Урал). Сыктывкар, 1956.

Хабаков А. В. Полярный Урал и его взаимоотношения с другими складчатыми областями. Тр. Горно-геол. упр., 1945, вып. 15.

Чернов Г. А. Новые данные по геологии и тектонике западного склона Приполярного Урала. Доклады Акад. наук СССР, 1948, 62, № 5.

Чумаков А. А. Новые данные по стратиграфии силура Полярного Урала. Доклады Акад. наук СССР, 1947, 58, № 6.

СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИКА СЕВЕРНОЙ ОКОНЕЧНОСТИ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

ВВЕДЕНИЕ

Геология района сочленения Приполярного и Полярного Урала — бассейнов врехнего течения рек Кожима и Лемвы до недавнего времени оставалась почти неизученной. Районы, расположенные южнее и севернее, оказались в этом отношении гораздо более счастливыми. Строение Западного склона Приполярного Урала уже к концу Великой Отечественной войны было в основном освещено работами А. А. Чернова (1931; 1932), В. А. Варсонофьевой, Т. А. Добролюбовой и Е. Д. Сошкиной, Г. А. Чернова, В. В. Маркина, А. А. Чумакова и многих других. Строение Западного склона южной части Полярного Урала также было в основном выяснено благодаря работам А. А. Чернова, Г. А. Чернова, В. А. Копериной (1933), М. П. Кудрявцева, С. Н. Волкова (1938), С. Н. Волкова и Н. В. Яцук (1937), Г. П. Софронова, К. Г. Войновского-Кригер и многих других.

Как показали эти исследования, в пределах Западного склона Приполярного Урала на протяжении нескольких сот километров, от бассейна р.Ылыча на юге до бассейна р. Кожима на севере, развит довольно однородный, выдержанный по простиранию разрез палеозоя. В основании его залегают мощные грубообломочные, иногда вулканогенно-обломочные толщи нижнего ордовика. Их сменяют преимущественно карбонатные отложения среднего и верхнего ордовика, силура, девона и карбона (Добролюбова и Сошкина, 1935; Варсанофьева, 1940; А. А. Чернов и Г. А. Чернов, 1940; Чумаков, 1947; Г. А. Чернов, 1948 и др.).

Севернее, в большей части бассейна р. Лемвы, разрез совершенно иной. Как впервые установил К. Г. Войновский-Кригер (1946), палеозойские отложения представлены здесь преимущественно в сланцевых фациях, образуя так называемый Лемвинский комплекс.

Лишь еще далее к северу, в бассейне р. Ельца, появляются грубообломочные и карбонатные фации Елецкого комплекса, и разрез палеозоя вновь напоминает приполярно-уральский.

Вместе с изменением типа разреза изменяется и тектоническая структура. На Западном склоне Приполярного Урала древние докембрийские толщи высоко приподняты и обнажены в ядрах ряда крупных, довольно правильных антиклиналей, разделенных такими же синклиналями. В южной части Полярного Урала, в бассейне р. Лемвы, отложения древнее ордовика на поверхность не выходят, сланцевые толщи палеозоя смяты в узкие, резкие, иногда опрокинутые складки, часто осложненные небольшими надвигами. Крупные складки, подобные приполярно-уральским, появляются лишь севернее полярного круга, в бассейнах Ельца и Соби, одновременно с появлением Елецкого комплекса палеозоя.

Из-за неизученности районов их непосредственного стыка был непонятен характер сочленения разнородных структурно-фациальных комплексов. Их быстрая смена в пространстве приводила к предположению о крупных региональных надвигах: считали даже, что Лемвинский комплекс в целом чужд западному склону Урала и является аллохтонным (Войновский-Кригер, 1946). Некоторые исследователи вообще отрицали его существование.

В 1945—1947 гг. бассейн верхнего течения рек Кожима и Лемвы был исследован автором. Исследования показали, что в этом районе можно наблюдать не только оба разнородные комплекса палеозоя Западного склона, но и фациальный переход одного в другой. Для большинства горизонтов ордовика, силура и девона этот переход осуществляется через промежуточный Тисва-изский комплекс фаций, развитый на ограниченной площади.

Поскольку тем самым становится ясным, что Лемвинский структурно-фациальный комплекс развивался на месте, а не является аллохтонным, можно говорить о существовании в северной части складчатой полосы западного склона Урала трех поперечных структурно-фациальных зон. Первую из них, сильно приподнятую зону, занимающую большую часть Западного склона Приполярного Урала от бассейна р. Ылыча до бассейна р. Кожима, мы будем называть Кожимской зоной. Вторую, смежную, опущенную по отношению к ней, занимающую почти целиком бассейн Лемвы, следует называть Лемвинской; третью, самую северную, также приподнятую — Елецкой. Все они были заложены не позднее начала ордовика и развивались на протяжении большей части палеозоя.

В настоящей работе описаны палеозойские отложения области стыка Кожимской и Лемвинской зон и рассмотрен характер изменения разрезов палеозоя в зависимости от их структурного положения. Далее описана морфология складчатых структур этой области и прослежена ее взаимосвязь с литологией пород, слагающих структуры.

Глава I

РАСПОЛОЖЕНИЕ ГЛАВНЫХ СТРУКТУР БАССЕЙНОВ ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕК КОЖИМА И ЛЕМВЫ

Основные тектонические структуры района сочленения Кожимской и Лемвинской зон в значительной степени контролируют фациальные особенности разрезов, а потому необходимо кратко остановиться на расположении этих структур, прежде чем перейти к описанию стратиграфии.

Морфология структур описана ниже, в особой главе.

КОЖИМСКАЯ ЗОНА

Бассейны верхнего течения Кожима и Лемвы большей своей частью располагаются в пределах Кожимской зоны западного склона Приполярного Урала.

Здесь выделяется (с востока на запад) несколько больших, хорошо выраженных складок северо-северо-восточного простирания: Верхне-кожимская синклиналь; антиклиналь Сана-из; синклиналь Балбан-ю; антиклиналь Малды; синклиналь Лимбика.

Верхне-кожимская синклиналь расположена у западного подножья Водораздельного хребта. Ее ось совпадает с верхним, почти меридиональным отрезком течения Кожима. В центральной части складки, в месте поворота реки на северо-запад, выходят мраморизованные известняки и хлоритовые сланцы кожимской свиты верхнего ордовика, а в крыльях — нижнеордовичские отложения. Крылья синклинали резко асимметричны, причем восточное частично срезано надвигом Водораздельного хребта, имеющим почти меридиональное простирание. На северо-северо-восток складка погружается. Она прослеживается на несколько километров к северу от р. Кожима и теряется на хребте Селям-ю-из среди дисгармоничных складок слагающей его тисва-изской песчано-сланцевой свиты.

Антиклиналь Сана-из получила свое название от горного массива Сана-из, соответствующего ее центральной части, образованной доордовичскими и нижнеордовичскими отложениями. Последние слагают периклиналь южнее долины Кожима. На правобережье этой реки осевая часть складки проходит примерно по долине ее притока Юнкошора.

Севернее верховьев этого ручья антиклиналь Сана-иза по элементам залегания не улавливается, но, по-видимому, продолжается

и дальше, в пределах хребтов Енгане-пе (Лемвинского) и Тисва-из, уже в зоне мелких складок тисва-изского типа.

Синклиналь Балбан-ю, разделяющая антиклинали Сана-из и Малды, прослеживается почти через весь исследованный район. К югу от Кожима осевая линия складки, которая здесь очень узка, совпадает с долиной р. Балбан-ю. Ее центральная часть сложена известняками ордовика и силура.

Фиг. 1. Схема расположения структур в бассейне верхнего течения рек Кожима и Лемвы.

1 — антиклинали Кожимской зоны; *2* — синклинали Кожимской зоны; *3* — Тисва-изский комплекс; *4* — складки Лемвинской зоны; *5* — осевая зона Приполярного и Полярного Урала; *6* — линии главных надвигов.

К северу от долины Кожима синклиналь расширяется. На водоразделе рек Кожима и Лемвы и в бассейне Лемвы ее центральной части отвечает полоса понижений, тянущаяся вдоль западных хребтов Енгане-пе и Тисва-из, где структуры частично замаскированы складками тисва-изского типа.

Северная оконечность синклинали Балбан-ю ниже устья Парнока прорезана каньоном р. Лемвы; здесь центриклинально замыкаются отложения карбона, и в ядре складки выходят пермские отложения.

Антиклиналь Малды, как и антиклиналь Сана-из, сложена в южной, наиболее приподнятой части доордовичскими метаморфическими породами и ордовичскими кварцитовидными песчаниками, слагающими главные вершины одноименного хребта Малды. Несколько южнее р. Кожима кварциты образуют периклиналь, но складка отчетливо прослеживается далеко на север, по низкому, заболоченному водоразделу Кожима и Лемвы. Здесь восточное крыло ее в рельефе намечается цепью невысоких холмов, сложенных известняками лудлоу и нижнего девона.

Севернее эта полоса известняков прорезана каньоном р. Лемвы, которая на протяжении около 20 км течет прямо по их простиранию. Шарнирная линия складки на всем изученном участке очень полого погружается в северо-северо-восточном направлении. Лишь близ устья р. Б. Надота известняки лудлоу и нижнего девона периклинально замыкаются.

Северное окончание складки, сложенное девонскими и каменноугольными породами, перекрыто пологим надвигом в верховьях р. М. Надота.

Синклиналь Лимбика, как и только что описанная, смежная с ней антиклиналь, прослеживается через весь район. Ее южная часть, сложенная породами ордовика и силура, совпадает с бассейном левого притока Кожима — р. Лимбика. К северу от р. Кожима, по мере погружения синклинали, в ее центральной части появляются сланцы и кварцитовидные песчаники среднего девона, слагающие здесь возвышенности Надота-Мыльк и Яренейр-Мыльк, отвечающие двум синклиналям второго порядка.

Северное окончание синклинали Лимбика, как и окончание антиклинали Малды, срезано надвигом в бассейне р. М. Надота.

Западнее в бассейне среднего течения р. Кожима, по данным А. А. Чернова и Г. А. Чернова (1940), А. А. Чумакова, М. А. Чумаковой и других, к ним прилегают еще две антиклинали — Саледы и Обе-из, разделенные Дурнейюсской синклиналью (Г. А. Чернов, 1948).

Все эти складки Кожимской зоны имеют таким образом северо-северо-восточное простирание и полого погружаются к северо-северо-востоку. В бассейне Кожима они прекрасно выражены; севернее, на водоразделе рек Кожима и Лемвы и в бассейне верховьев Лемвы, три восточные складки прослеживаются менее четко, так как они частично замаскированы дисгармоничной складчатостью, развивающейся в породах тисва-изской свиты сланцев и песчаников, фациально замещающей здесь многие горизонты палеозоя.

Фиг. 2. Схема распространения разнофациальных свит ордовика, силура и девона в бассейне верхнего течения рек Кожима и Лемвы.

1 — пермь: сланцы и песчаники; *2* — карбон: известняки; *3* — верхний девон: известняки; *4* — средний девон: сланцы и песчаники, вверху известняки; *5* — нижний девон: карбонатные породы; *6* — нерасчлененные отложения ордовика, силура и девона: песчаники и сланцы (тисваизская свита); *7* — силур: граптолитовые сланцы (харотская свита); *8* — силур: карбонатные породы верхних горизонтов (лудлоу); *9* — силур: карбонатные породы нижних горизонтов; *10* — ордовик: филлитовидные сланцы и полимиктовые песчаники (филлитовая и яротская свиты); *11* — средний и верхний ордовик: карбонатные породы и сланцы (кожимская свита); *12* — нижний ордовик: кварцитовидные песчаники и сланцы (малдинская свита — ангарелловые слои); *13* — нижний ордовик: кварцитовидные песчаники и конгломераты (обе-изская свита); *14* — доордовичские отложения: метаморфические сланцы; *15* — линии расколов.

ДИСГАРМОНИЧНЫЕ СКЛАДКИ ТИСВА-ИЗСКОГО КОМПЛЕКСА

Хребты Тисва-из и Енгане-пе сложены толщей сланцев и песчаников тисва-изской свиты (верхний ордовик — силур — девон), смятой в узкие, изоклинальные складки, дисгармоничные по отношению к главным структурам Кожимской зоны. Общее простирание складок северо-северо-восточное, чем обусловлено и простирание каждого из трех гребней, образующих массив Тисва-из, а также восточного гребня массива Енгане-пе.

Складки тисва-изского типа прослеживаются и к северу от хребта Тисва-из, где они распространены на правобережье р. Парнока.

ХОЙМИНСКИЙ НАДВИГ

К северу от рек Парнока и Б. Надоты протягивается пологий надвиг, пересекающий р. Лемву несколько выше устья р. Хоймы. Линия надвига тянется почти широтно в верховьях р. М. Надоты и на правобережье р. Лемвы, но глубоко вдается на северо-запад в долине Лемвы.

В его северном, надвинутом крыле выходят ордовичские породы, представленные лемвинскими фациями. Из-за однообразия толщ здесь с трудом можно выделить отдельные складки, и лишь в среднем течении р. М. Надоты хорошо обособляется небольшая синклиналь, в ядре которой выходят силурийские породы, охарактеризованные фауной граптолитов.

НАДВИГ ВОДОРАЗДЕЛЬНОГО ХРЕБТА

С востока Кожимская и Лемвинская зоны граничат с осевой зоной Урала — областью выхода на поверхность древних метаморфизованных рифейских или, во всяком случае, доордовичских толщ. В бассейне Кожима и верхней Лемвы ей соответствует в рельефе Водораздельный хребет, на котором берут начало обе эти реки и их верхние правые притоки. С восточными структурами Кожимской зоны осевая полоса граничит по крутому надвигу, проходящему вдоль подножья западного склона Водораздельного хребта. Этот надвиг имеет почти меридиональное простирание и образует острый угол с осями складок Кожимской зоны.

Глава II

СТРАТИГРАФИЯ

Благодаря погружению складок Кожимской зоны в бассейне Кожима и верховьев Лемвы представлены отложения, относящиеся почти ко всем системам палеозоя, от ордовика до перми включительно. Именно в пределах этого района разрез палеозоя претерпевает глубокое, принципиальное изменение; сравнительно хорошая обнаженность позволяет установить, что это изменение обусловлено быстрой фациальной изменчивостью большинства горизонтов, связанной с особенностями тектонического развития этой части Урала.

В настоящей работе наиболее подробно рассмотрены отложения силура и девона; более кратко описаны отложения ордовика, а также каменноугольные и пермские отложения.

ОРДОВИК

Ордовичские отложения в бассейнах рек Кожима и Лемвы слагают северные склоны и подножья хребтов Малды и Сана-из, выходя в ядрах одноименных антиклиналей. Они образуют часть Западного склона Водораздельного хребта и участвуют в строении хребтов Тисва-из и Енгане-пе (Лемвинского), где вместе с отложениями среднего палеозоя входят в состав Тисва-изского комплекса дисгармоничных складок. В более северной части бассейна Лемвы, по ее притокам М. Надоте и Хойме, они образуют серию сложных изоклинальных складок Лемвинской зоны.

Ордовичские отложения подвергаются в пределах рассмотренного района значительным фациальным изменениям. В разрезах хребтов Малды и Сана-из они залегают на рифейских (?) породах с резко выраженным угловым несогласием. Ордовик здесь отчетливо подразделяется на две части: нижнюю, сложенную в основном грубообломочными терригенными породами, и верхнюю — представленную карбонатными отложениями. Первая, охарактеризованная фауной ангарелл, относится к нижнему ордовику, вторая — к среднему и верхнему.

В более восточных разрезах нижнеордовичские отложения обогащаются вулканогенным и аркозовым материалом, а в северном направлении переходят в филлитово-сланцевые толщи. В среднеордовичских и верхнеордовичских отложениях хребтов Тисва-из и Енгане-пе резко сокращается количество карбонатных пород, и широкое развитие приобретают кварцевые песчаники и кварцево-серицитовые сланцы. В северных разрезах — на р. М. Надоте и близ устья р. Хоймы — породы этого возраста представлены в фации песчанистых известняков, сланцев, аргиллитов и алевролитов, что характерно для Лемвинской зоны.

Нижний ордовик антиклиналей Малды и Сана-из

Территенные толщи нижнего ордовика расчленяются здесь на две свиты: обе-изскую свиту кварцитовидных песчаников, кварцитов и конгломератов и малдинскую свиту (ангарелловые слои) сланцев и кварцитовидных песчаников с многочисленными ангареллами.

Обе-изская свита (O_1^{ob}) была выделена впервые Г. А. Черновым на хребте Обе-из и хорошо прослеживается по всему западному склону Приполярного Урала, слагая, в частности, наиболее высокие гребни хребтов Сана-из и Малды. В основании свиты выделяется пачка кварцитовидных песчаников с линзами грубых конгломератов. Гальки, более или менее хорошо окатанные, превышают иногда в диаметре 20—30 см. Они состоят большей частью из кварца, кварцитов, реже — кремнистых черных сланцев или вишнево-красных кварцевых порфиров. Мощность конгломератов местами превышает 150 м.

Выше залегает толща кварцитовидных песчаников, то массивных, то слоистых, очень часто косослоистых, и кварцево-хлоритовых сланцев с отдельными прослоями и линзами конгломератов. Кварцитовидные песчаники метаморфизованы то в меньшей, то в большей степени, причем местами они превращены в настоящие кварциты.

Окраска кварцитов и конгломератов обе-изской свиты розовато-фиолетовая и светло-серая, причем на западе преобладают фиолетовые, а на востоке — серые тона.

Ни на хребте Сана-из, ни на хребте Малды ископаемые остатки в этой свите не найдены, но на хребтах Обе-из и Саледы она содержит многочисленные остатки ангарелл *Angarella lopatini* Assat., *Ang. obruchevi* Assat., указывающие на ее нижнеордовичский возраст (Г. А. Чернов, 1948). В последнее время появились указания на находки в нижних ее горизонтах (Маркин, 1956), а также в аналогичных отложениях северной части Полярного Урала (Иванова, 1956; Иванова и др., 1957) остатков биллингселл; это говорит о возможном присутствии верхних горизонтов кембрия в составе грубообломочной толщи основания палеозоя Приполярного Урала.

Малдинская свита — ангарелловые слои (O_1^m). Малдинская свита соединена постепенным переходом с обе-изской свитой, кварциты верхних горизонтов которой постепенно обогащаются глинистыми частицами и переходят в толщу более рыхлых зеленоватых известковистых кварцитовидных песчаников, чередующихся с пачками зеленых, реже фиолетовых глинистых и хлоритовых сланцев, и местами содержащих небольшие прослои светлых мраморов.

В нижней части свиты преобладают кварцитовидные песчаники, в более высоких горизонтах — зеленоватые хлоритовые и кварцево-серицитовые сланцы. В отличие от обе-изских, породы малдинской свиты содержат довольно много аркозового материала. На северном и восточном склонах хребта Малды в песчаниках и сланцах в изобилии встречены *Angarella* cf. *jaworowskii* Assat. и другие, близкие к ним формы, что указывает на нижнеордовичский возраст пород этой свиты.

В направлении с запада на восток разрез нижнего ордовика изменяется. Уже на хребте Сана-из, в бассейне ручья Понди-шор удается проследить переход нижних горизонтов обе-изских кварцитов в зеленые хлоритовые сланцы с прослоями темных аркозовых песчаников и гравелитов и пачками туфогенных пород. Еще более отчетливо прослеживается переслаивание кварцитов верхней части толщи с туфогенными породами и покровами кварцевых порфиров в обнажениях восточного склона массива Сана-из. Наконец, еще восточнее отложения нижнего ордовика становятся настолько своеобразными, что В. В. Меннер выделил их в особую свиту.

Нижний ордовик восточного крыла Верхнекожимской синклинали

Яротская свита (O_1^{ja}). На восточном крыле верхнекожимской синлинали, в бассейнах правых притоков рек Кожима, Б. и М. Яроты, Селям-ю, Б. и М. Бадья-ю обе-изская и малдинская свиты нижнего ордовика замещаются однообразной толщей хлоритовых, частично эпидотизированных сланцев с прослоями зеленых туфогенных песчаников и амфиболитов, реже зеленоватых сливных кварцитов, которую В. В. Меннер назвал яротской свитой. В ее основании хорошо выделяется толща темных аркозовых песчаников и гравелитов, местами переходящих в фиолетовые кварциты.

Вблизи гранитных массивов нижние горизонты свиты обогащаются аркозовым материалом, иногда — крупноглыбовыми конгломератами; вдали от гранитных интрузий свита представлена почти исключительно сланцами. Полоса ее прослеживается далеко к северу в бассейн р. Лемвы. В верховьях Лемвы, близ ручья Чигим-шор и на р. Парноке (лемвинском) нижний ордовик представлен мощной толщей пестрых, зеленых, реже фиолетовых хлоритовых, серицито-хлоритовых и кварцево-хлоритовых тонколистовых плотных сланцев. К. Г. Войновский-Кригер отнес эту толщу к восточной полосе филлитовой свиты нижнего ордовика. Таким образом, яротская свита, замещающая по простиранию обе-изскую и малдинскую свиты, в свою очередь, замещается на севере филлитовой свитой. На западе пестрые филлиты Водораздельного хребта большей частью граничат с тисва-изской свитой, которая местами круто надвинута на них. Там, где контакт не является тектоническим, как, например, у восточного подножья хребта южный Тисва-из, видно, что они залегают непосредственно стратиграфически ниже этой свиты, низы которой, как мы далее увидим, одновозрастны с кожимской свитой средне-верхнеордовичского возраста. Яротская свита, замещающая обе-изскую и малдинскую свиты и, в свою очередь, переходящая в отложения филлитовой свиты, является связующим звеном между типичными отложениями нижнего ордовика Лемвинской зоны.

Ордовик северного крыла Хойминского надвига

В бассейне р. М. Надота и на р. Лемве, близ устья р. Хоймы, ордовик представлен свитами, типичными для Лемвинской зоны: филлитовой свитой (с харбей-шорской фацией) и кача-мыльской.

Толща ордовичских пород здесь интенсивно перемята и по пологой поверхности надвинута на более молодые, пермские и каменноугольные отложения. Сложные условия залегания не позволяют составить послойных разрезов свит и не дают сколько-нибудь надежного представления об их стратиграфической последовательности.

Филлитовая свита O^{ph} представлена толщей красных, розовых, фиолетовых, зеленых и пестрых филлитов, филлитовидных аргиллитов и тонкозернистых алевролитов и толщей зеленых и серо-зеленых, более грубых алевролитов, лишенных красноцветных прослоев. Обе толщи прекрасно вскрыты разветвленной сетью оврагов, впадающих в р. М. Надоту.

Выходы пестрых филлитовидных сланцев, аргиллитов, иногда алевролитов, плитчатых, более или менее рассланцованных, тянутся в верхнем течении М. Надоты полосой около 3 км ширины. Прослои зеленого или фиолетово-розового цвета то достигают мощности в несколько метров, то чередуются через немногие сантиметры и даже доли сантиметров.

Микроскопически среди пород этой толщи могут быть выделены кварцево-серицитовые, кварцево-хлорито-серицитовые и серицито-хлори-

товые сланцы. Они всегда тесно связаны между собой взаимными переходами и в отличие от пород филлитовой свиты Водораздельного хребта имеют более или менее ясно слоистую, остаточную текстуру. Окраска пород зависит от железосодержащих минералов: при большом количестве гематита и всегда сопровождающих его гидроокислов железа (гидрогематит, гидрогетит, лимонит) она бывает красной или красно-фиолетовой. Зеленый цвет имеют разности, бедные гематитом, но богатые хлоритом. Мощность толщи пестрых филлитов достигает несколько сот метров.

Пестрые филлиты уступают место однообразным немым серо-зеленым, плотным, крепким, несколько песчанистым алевролитам и мелкозернистым песчаникам. Их мощность достигает нескольких сот метров. Аналогичные толщи алевролитов и песчаников были описаны в ряде районов Лемвинской зоны, главным образом близ северной и южной ее оконечностей. К. Г. Войновский-Кригер выделяет их в качестве особой, харбейшорской фации филлитовой свиты. В последнее время он считает, что харбей-шорская фация может замещать не только филлитовую, но и кача-мылькскую свиту.

Кача-мылькская свита O^{km}. В верховьях М. Надоты и на Лемве у устья Хоймы обнажается толща переслаивания сланцев, аргиллитов и петельчатых известняков, характерных для кача-мылькской свиты Лемвинского комплекса. Их полоса протягивается южнее полосы выходов филлитовой свиты. Ниже приведен неполный разрез свиты, обнаженный в верховьях р. М. Надоты, который дает ясное представление об ее общем характере (разрез представлен снизу вверх).

		Мощность, м
O_{km}	1. Аргиллиты оливково-зеленые, мягкие	—
	2. Аргиллиты серые, с бурым оттенком, на выветрелой поверхности зеленовато-бурые, с округлыми неправильными линзами плотного, желтовато-серого известняка и изредка гальками зеленых метаморфических сланцев. Диаметр галек до 5—8 см	около 7
	3. Аргиллиты зеленовато-бурые, сильно рассланцованные, плотные, с небольшими линзами известняка, содержащими *Parambonites* sp., *Platystrophia* sp. и *Orthis* sp.	около 15
	4. Серый «петельчатый» известняк, трещиноватый с многочисленными крупными ортоцератитами плохой сохранности	около 5—7
	5. Зеленовато-бурые немые аргиллиты	около 20—25
	6. Черные углистые сланцы	несколько метров

Эта пачка граничит с толщей зеленовато-серых и розовато-фиолетовых сланцев филлитовой свиты.

Почти аналогичный характер носят отложения кача-мылькской свиты на р. Лемве, несколько выше устья р. Хоймы.

Здесь на правом берегу реки обнажаются (снизу вверх).

		Мощность, м
O_{km}	1. Известняки рассланцованные, с прослоями черных углистых сланцев	несколько метров
	2. Темно-серые плотные песчаники, очень крепкие, с буроватой поверхностью выветривания	несколько метров
	3. Темно-зеленые, очень плотные песчаники, иногда неправильно-грубо-рассланцованные, содержат зерна полевого шпата и отдельные гальки гранита; местами почти переходят в конгломерат	около 100
	4. Известняки тонкозернистые, плотные, светло-серые и петельчатые. Их выветрелая боковая поверхность покрыта выпуклым узором, образующим как бы петли сети	несколько метров
	5. Темно-серые сланцы с линзочками известняков и прослоями серых песчаников, с красно-бурой поверхностью выветривания, с пустотами от выщелачивания кальцита	несколько метров
	6. «Петельчатые» светло-серые известняки	20
	7. Серо-зеленые песчанистые сланцы	около 100

На р. Лемве, близ устья Хоймы, среди пород кача-мылькской свиты развиты пластовые тела роговообманковых метабазитов. Их главными минералами являются обыкновенная роговая обманка и кислые плагиоклазы. Из акцессорных присутствует титаномагнетит, и из вторичных — серицит, цеолиты, гидрогематит, лимонит, редко хлорит. Метабазиты носят следы сильного катаклаза. Они обычно рассланцованы, иногда микроплойчаты.

Терригенные породы кача-мылькской свиты кажутся на первый взгляд очень слабо метаморфизованными. Однако под микроскопом видно, что, сохраняя остаточную, более или менее слоистую текстуру, они являются полностью раскристаллизованными и состоят в основном из серицита и хлорита, с большим или меньшим количеством кварца и значительным содержанием гидроокислов железа; последние иногда образуют псевдоморфозы по органическим остаткам. Известняки под микроскопом оказываются также перекристаллизованными, мелкодетритусовыми, довольно чистыми, иногда с небольшими зернами кварца или отдельными листочками слюды и ничтожными пятнышками лимонита. Среди органического детритуса в них удается различить обломки мелких брахиопод.

Очень характерны и известковисто-углистые сланцы, также имеющие остаточно-слоистую текстуру и содержащие большое количество углистого вещества, располагающегося по слоистости, и мелкие редкие кристаллики пирита.

Находка *Orthis* sp., *Parambonites* sp., *Platystrophia* sp. и ортоцератитов говорит об нижне-среднеордовикском возрасте этих пород.

Ордовичские отложения бассейна р. М. Надоты и устья р. Хаймы образуют южную окраину обширной полосы сходных отложений, которая протягивается дальше к северо-востоку на сотни километров в бассейнах рек Хоймы, Грубе-ю, Вора-вож, Харуты и других правых притоков р. Лемвы, до бассейна р. Ельца.

Соотношение филлитовой и кача-мылькской свит не вполне ясно. К. Г. Войновский-Кригер относит филлитовую свиту к тремадоку, а кача-мылькскую к аренигу, ландейлю и карадоку. Тремадокский возраст нижней части филлитовой свиты не вызывает сомнений, так как наблюдался ее непосредственный переход в породы обе-изской свиты. Однако верхняя возрастная граница пестрых филлитов может, по-видимому, подниматься значительно выше. В разрезе по р. М. Надоте описанная выше толща петельчатых известняков с фауной нижне-среднеордовикских брахиопод и ортоцератитов падает под толщу пестрых филлитов и серо-зеленых аргиллитов, залегающих, в свою очередь, ниже толщи сланцев с граптолитами силура. Если наблюдаемая последовательность не обусловлена здесь какими-либо тектоническими подвижками, можно думать, что породы, типичные для кача-мылькской свиты, залегают внутри толщи пестрых филлитов. Быть может, первоначальное представление К. Г. Войновского-Кригер о том, что кача-мылькская свита представляет собой фацию филлитовой свиты, являлось наиболее правильным.

Средний и верхний ордовик антиклинали Малды и южной части антиклинали Сана-из

Отложения среднего и верхнего ордовика представлены в разрезах Кожима мощной толщей карбонатных пород, среди которых можно различить две свиты: кожимскую свиту известняков, доломитизированных известняков и карбонатных сланцев; и усть-зыбскую свиту известняков и доломитизированных известняков с амфипорами (амфипоровые слои).

Первая была выделена в 1945 г. В. В. Меннером. Она представлена наиболее типично в разрезах по р. Кожим, на северо-восточной оконечности хребта Малды. Вторая чрезвычайно характерная свита известняков и доломитизированных известняков «с червеобразными образованиями извилистой продолговатой формы» была впервые описана А. А. Черновым и Г. А. Черновым (1940) на р. Косью, близ устья ручья Зыб-кылалан-иоль под названием свиты S_2^{1a} и условно отнесена этими авторами к силуру (готландию).

Кожимская свита $O_{2+3}^{к}$ налегает на различные горизонты подстилающих свит, и местами в ее основании наблюдается горизонт пестрых охристых сланцев, возможно, представляющих собой древнюю кору выветривания.

В нижней своей части кожимская свита сложена средне- и мелкокристаллическими темно-серыми, реже розоватыми, желтоватыми или пятнистыми мраморами, с пачками или пропластками сланцев, внизу — хлоритовых, выше — черных углистых или темно-серых и зеленовато-серых, хлоритово-карбонатных. Средняя часть свиты представлена серыми известковистыми сланцами, местами переходящими по простиранию в темные рассланцованные известняки. В верхней трети свиты те же сланцы чередуются с известняками и доломитизированными известняками, количество и мощность которых постепенно увеличивается вверх по разрезу.

Самые верхние горизонты кожимской свиты представлены толстослоистыми, иссиня-серыми известняками и доломитизированными известняками и почти не содержат прослоев сланцев. Мощность этой толщи 200 м.

Мощность кожимской свиты превышает 800 м. Хорошо прослеживаясь по всей южной части района, свита испытывает, однако, заметные изменения. В восточном направлении возрастает количество мелких терригенных кварцевых и глинистых частиц, в изобилии встречающихся во всех карбонатных породах кожимской свиты и отсутствующих лишь в наиболее западных разрезах, где в верхней части толщи наблюдаются чистые разности известняков, белого, голубоватого и розоватого цветов. В восточных разрезах, у подножья хребта Сана-из, в нижней части появляются линзы зеленовато-серых кварцитов, достигающие 30 м мощности при длине до 2—2,5 км, совершенно отсутствующие в западных разрезах.

На крайнем юго-востоке района, в бассейнах рек Б. и М. Бадья-ю и Селям-ю, они непосредственно переходят по простиранию в тисва-изскую свиту, сложенную почти исключительно терригенными породами. Последняя лишь в нижней своей части соответствует по возрасту кожимской свите и охватывает более значительный возрастной диапазон. Описание ее поэтому будет дано отдельно.

Возраст кожимской свиты определяется находками в нижних горизонтах *Sowerbiella* cf. *sericea* Sow., *Philhedra* aff. *mitrata* Huene, *Dianulites* cf. *petropolitana* Dyb., цистоидей, напоминающих *Caryocrinus*, и рецептакулитов. Как считает В. В. Меннер, облик этой фауны указывает на карадокский возраст содержащих ее слоев.

Так как вышележащая свита содержит еще ордовичскую фауну, кожимская свита должна быть целиком причислена к карадоку.

Усть-зыбская свита — амфипоровые слои (O^{uz}) представлены толстослоистыми, иссиня-серыми или темно-серыми, реже более светлыми известняками и доломитизированными известняками, очень похожими на верхние горизонты кожимской свиты и связанными с ними постепенным переходом. Их отличительной чертой является присутствие в массовом количестве проблематических органических остатков, по-види-

мому, амфипор, замещенных окремнелым известняком или черным кремнем, реже белым кальцитом.

На выветрелой поверхности окремнелые участки создают червеобразный, спутанный узор, придающий известнякам чрезвычайно характерный облик. Г. А. Чернов, ранее встречавший эту толщу в более западных разрезах, очень метко назвал эти породы «червячковыми» известняками.

Такие известняки в нашем районе не образуют сплошного горизонта, а чередуются с прослоями, лишенными «червячков».

Весьма характерный разрез этой свиты наблюдался в отвесных скалах левого берега р. Кожим, в двух километрах выше порога «Волчья голова». Здесь обнажены снизу вверх:

	Мощность, м
1. Известняки темно-серые, плотные, зернистые, брекчиевидные, местами неправильно слоистые; содержат пачки тонкоплитчатых разностей, особенно многочисленных в нижней части; встречается почти ленточное тонкое переслаивание более светлых песчанистых разностей и более темных, глинистых, но сколько-нибудь значительные прослои светлых известняков отсутствуют; в нижней части встречаются окремнелые пропластки и типичные брекчиевидные разности, достигающие 0,5 м мощности	11,5
2. Известняки темно-серые, плитчатые, мелкозернистые, иногда песчанистые; в песчанистых прослоях хорошо выражена горизонтальная слоистость; поверхности напластования неровные, со следами ползания, или неправильнобугристые; местами известняки пронизаны серией жил кальцита. В средней части слоя в осыпи встречается множество обломков светло-серых, светлеющих при выветривании тонкослоистых известняков, по-видимому, образующих прослой внутри темной пачки; нижняя часть пачки представляет собой чередование темно-серых известняков от 1 до 6 м мощности, с прослоями толщиной 0,5—1 м более светлых, желтеющих при выветривании, в основании пачки составляющих около ее половины . .	17,2
3. Известняки плитчатые, темные, почти черные, вверх постепенно переходящие в пачку переслаивания светлых и темных разностей; толщина отдельных прослоев от 0,1 до 0,3 м. Породы пронизаны жилками кальцита и местами приобретают брекчиевидный характер, причем промежутки между отдельными глыбами заполнены кальцитом и кварцем. Встречаются остатки амфипор (?) . . .	37,5
4. Известняки серые, переслаивающиеся с темно-серыми и черными, толстослоистые, местами встречаются небольшие, слегка окремнелые участки, особенно в темных разностях; отдельные прослои содержат остатки амфипор (?). Нередки жилки кальцита . .	7,9

Мощность свиты достигает в описанном разрезе 205 м.

Выше залегают черные, грубоплитчатые доломиты и доломитизированные известняки, лишенные остатков амфипор, относимые нами к силуру.

Усть-зыбская свита, благодаря своему чрезвычайно характерному облику, прекрасно прослеживается в бассейне р. Кожима. В 5 км ниже устья р. Лимбика, в средней части синклинали того же названия, амфипоровые известняки обнажаются в крыле одной из мелких антиклиналей, в ядре которой выходят серые и белые известняки кожимской свиты. Мощность амфипоровых слоев достигает в этом более западном разрезе не менее 400 м, т. е. увеличивается почти вдвое. Слои выражены более типично, возрастает количество пачек «червячковых» известняков.

В более восточных разрезах, в синклинали Балбан-ю, мощность усть-зыбской свиты (амфипоровых слоев), напротив, резко сокращается. Так, например, на левом берегу р. Кожима, в 1,5 км выше устья р. Балбан-ю, она прослеживается лишь в виде маломощной, не превышающей 4—5 м пачки тех же характерных известняков с отчетливой «червячковой» структурой.

Усть-зыбская свита прослеживается на Западном склоне Приполярного Урала далеко за пределами исследованного района. Она описана не только на р. Косью и в западной части бассейна Кожима (А. А. Чернов, Г. А. Чернов, 1940), но и в бассейнах Печоры, Уньи, Щугора, Подчерема В. А. Варсонофьевой (1940), Т. А. Добролюбовой и Е. Д. Сошкиной (1935), В. В. Маркиным (1959), М. А. Чумаковой (1947) и др.

Амфипоровые известняки занимают везде одно и то же стратиграфическое положение и залегают между сланцево-карбонатными толщами верхнего ордовика и слоистыми известняками и доломитами ландовериуинлока.

Усть-зыбская свита, почти лишенная определимых фаунистических остатков, относилась условно то к ордовику, то к силуру. В настоящее время известно, что Г. А. Черновым в них найдена ордовичская *Solenopora* cf. *compacta* Bill. (определение Б. С. Соколова). В самом основании вышележащей свиты черных плитчатых известняков нами найдена *Plasmoporella* sp. (определение Б. С. Соколова), характерная для наиболее высоких горизонтов ордовика боркгольмских слоев. Таким образом, есть все основания относить усть-зыбскую свиту к ордовику. Вышележащая свита описана целиком в разделе, посвященном силурийским отложениям, хотя, строго говоря, самые нижние ее горизонты относятся еще к ордовику, и граница между ордовиком и силуром проходит, вероятно, несколько выше кровли усть-зыбской свиты.

Будучи тесно связанной как с нижележащими, так и с вышележащими горизонтами, усть-зыбская свита на хребтах Тисва-из и Енгане-пе, вероятно, как и эти горизонты, фациально замещается терригенными отложениями тисва-изской свиты.

СИЛУР (S)

Силурийские отложения развиты главным образом в той части исследованного района, который относится к Кожимской зоне, где они участвуют в строении антиклинали Малды и синклиналей Лимбика и Балбан-ю. Они обнажаются по рекам Кожиму и Лемве и в бассейнах их притоков — Балбан-ю, Зап. Табароты, Лимбика, Беть-ю, Вост. Табароты и Б. Надоты, охватывая огромной дугой северное окончание хребта Малды и глубоко вдаваясь на юг вдоль его западного и восточного склонов.

Они распространены также в пределах Тисва-изского складчатого комплекса — на хребтах Тисва-из и Енгане-пе.

Кроме того, силурийские отложения развиты в Лемвинской зоне Полярного Урала, образуя небольшую синклиналь в среднем течении р. М. Надоты.

Во всем этом районе, пограничном между двумя структурно-фациальными зонами, силур, как и ордовик, фациально очень изменчив. Каждой зоне соответствует свой тип разреза, но, как ни резко отличаются эти разрезы один от другого, каждый из них в то же время имеет и черты, сближающие его с соседними.

Силурийские отложения антиклинали Малды и смежных синклиналей тесно связаны непрерывными переходами как с ордовичскими, так и с нижнедевонскими толщами. Они представлены почти исключительно карбонатными породами — известняками, доломитизированными известняками и доломитами. Сохраняя свой карбонатный характер, они тем не менее отличаются значительной изменчивостью в пределах самой зоны, причем изменения эти контролируются структурным положением разрезов, что говорит о древности заложения всех тектонических форм.

Наиболее западные разрезы, как правило, характеризуются бо́льшей полнотой, часто бо́льшими мощностями и представлены чистыми, обычно нормально слоистыми карбонатными породами. С приближением к осевой зоне Урала в них появляются отдельные прослои терригенных пород, рифовые известняки, а мощности заметно сокращаются, почему удобнее разбор этих отложений начать с наиболее западных разрезов.

Западное крыло антиклинали Малды и синклинали Лимбика

На западе, в синклинали Лимбика и на западном крыле антиклинали Малды, верхний силур подразделяется, снизу вверх, на три свиты:

1. нижнелимбикскую свиту плитчатых известняков и доломитов, в которой могут быть выделены в свою очередь
   а) подсвита черных плитчатых доломитизированных известняков и
   б) подсвита светлых плитчатых доломитизированных известняков и доломитов.
2. верхнелимбикскую свиту брекчиевидных слоистых известняков.
3. правобережную свиту массивных известняков и доломитизированных известняков.

Нижнелимбикская свита (S_1^{nl}). Плитчатые известняки, доломитизированные известняки и доломиты этой свиты прекрасно обнажены по р. Кожиму, близ устья Лимбика, от которого свита и получила свое название. Обе ее подсвиты здесь четко выражены и легко картируются.

Подсвита черных плитчатых доломитизированных известняков. Породы этой подсвиты постепенно сменяют амфипоровые слои ордовика; однако ее нижняя граница намечается довольно отчетливо по исчезновению остатков амфипор.

Хороший разрез подсвиты виден в правом берегу Кожима, близ устья р. Зап. Табарота. Здесь у самого уреза воды, в ядре небольшой антиклинали, осложняющей восточное крыло синклинали Лимбика, в 2 км выше устья этого ручья обнажается верхний слой известняков с амфипорами. Непосредственно над ними, в западном крыле той же антиклинали, совершенно согласно залегают породы того же типа, но лишенные червовидных окремнелых участков. Это — черные или темно-серые, слоистые, грубоплитчатые известняки и доломиты, крупнозернистые, иногда с сильным запахом, дающие осыпь крупных, грубопрямоугольных плит. Их осыпи покрывают все склоны в районах развития нижней толщи лимбикской свиты.

Сильный битуминозный запах и совершенно черная поверхность выветривания являются характернейшей особенностью этих известняков, резко отличающей их от любых других.

Непосредственно ниже устья Зап. Табароты черные зернистые известняки и доломиты переслаиваются с более тонкозернистыми, скрытокристаллическими, очень плотными. В них появляются более светлые прослои, то очень тонкие, то более мощные, от полусантиметра до 5—6 см. Выше светлые прослои становятся многочисленнее, постепенно совершенно вытесняют из разреза более темные породы, и нижняя подсвита уступает место толще светлых тонкозернистых известняков и доломитов — второй подсвите нижнелимбикской свиты.

Породы нижней подсвиты содержат остатки табулят *Plasmoporella* sp. и редкие отпечатки ангареллоподобных брахиопод, не поддающихся точному определению из-за плохой сохранности.

Мощность подсвиты в описанном разрезе достигает 150 м, к западу она возрастает до 200 м, но к востоку несколько сокращается.

Подсвита светлых плитчатых известняков и доломитов. Полный разрез наблюдается в западной части синклинали Лимбика, в обнажениях правого берега Кожима, непосредственно ниже устья Зап. Табароты. Сменяя породы нижней подсвиты, обнаженные выше по течению, здесь выходят:

S_1^{nl}	Мощность, м
1. Плотные, плитчатые (10—15 см), очень мелкозернистые известняки, светло-серые на свежем изломе и песочно-желтые на выветрелой поверхности	5,7
2. Известняки и доломиты светло-серые, несколько более темные, очень плотные, толстоплитчатые (20—24 см), с раковистым изломом; на поверхности слоев часто наблюдается характерный полигональный узор трещин усыхания	7,6
3. Известняки темные, почти черные, тонкозернистые, кристаллические, тонко-неправильно плитчатые (2—4 см), с легким запахом; на изломе видно чередование тонких, в несколько миллиметров прослоев то более темной, то более светлой окраски	1,5
4. Известняки плотные, светло-серые, относительно толстоплитчатые	1,0
5. Доломит черный, зернистый, грубоплитчатый с битуминозным запахом	0,5
6. Известняк светло-серый, плотный, очень тонкозернистый, выветрелая поверхность песчано-желтая	0,5
7. Известняк темный, грубоплитчатый	1,0
8. Чередование светлых, очень плотных, желтеющих при выветривании, тонкоплитчатых известняков и доломитов с темными полосчатыми грубоплитчатыми	26,1
9. Известняки и доломиты светлые, плотные, желтеющие при выветривании, тонкоплитчатые (плитки от 2 до 6—7 см)	68,8
10. Известняки серые, более темные, слоистые. Слоистость мелкая, слегка волнистая; встречаются жилки кальцита	6,2
11. Чередование светлых и темных полосчатых известняков и доломитов, то тонко-, то более грубоплитчатыми	4,3
12. Светло-серые, более толстослоистые известняки и доломиты; в основании — метровый слой темно-серого известняка с множеством прожилков кальцита	8,2
13. Известняк полосчатый, серый с черным, тонкозернистый	0,7
14. Известняки и доломиты светлые, тонкоплитчатые	4,0
15. Известняки и доломиты, серые, полосчатые	6,8
Перерыв. Осыпь тех же известняков	8,3
16. Серые, очень плотные, очень тонкозернистые известняки с раковистым изломом	0,5

Мощность подсвиты около 240 м.

На описанные известняки совершенно согласно налегает пачка черных, рыхлых, переполненных кальцитом доломитизированных известняков, залегающих в основании вышележащей свиты.

Ряд обнажений той же подсвиты наблюдается и выше по р. Кожиму, у порога «Волчья голова», где ее мощность, по-видимому, сильно сокращена.

В западной части синклинали Лимбика среди пород второй подсвиты местами появляются брекчиевидные разности, которые образуют неправильные линзы внутри толщи светлых известняков и доломитов обычного типа и связаны с мелкими, но очень резкими внутриформационными нарушениями, по-видимому, обязанными своим происхождением подводным оползням. Глыбы светлых и темных плитчатых известняков и доломитов, беспорядочно ориентированные, обычно угловатые, сцементированы в них более светлой карбонатной породой.

Анализ показывает, что известняки этой подсвиты большей частью доломитизированы, а иногда представляют собой настоящие доломиты, причем в них почти полностью отсутствуют зерна кварца.

Общая мощность нижнелимбикской свиты известняков, доломитизированных известняков и доломитов у устья р. Зап. Табароты равна 390 м.

Она возрастает на западе и несколько сокращается на востоке, по направлению к сводовой части антиклинали Малды.

Верхнелимбикская свита (S_1^{vl}). Над светлыми плитчатыми известняками, сменяя их по резкой границе, но совершенно согласно, залегает свита черных известняков и доломитизированных известняков, с гнездами и жилками кальцита, часто замещающего остатки фауны. Особенно многочисленны остатки мелких, гладких пентамерид, табулят и одиночных кораллов.

Хороший разрез этой толщи виден в уже упомянутом выше большом обнажении, на правом берегу р. Кожима, близ устья Зап. Табароты. Здесь обнажаются снизу вверх:

		Мощность, м
S_1^{vl}	1. Светло-серые, тонкозернистые плитчатые известняки и доломиты	несколько метров
	2. Доломит черный, с сильным запахом, среднезернистый, довольно рыхлый, тонко-неправильно-слоистый; пластовые прожилки белого кальцита до 0,5 см располагаются между слоями доломита в 2—3 см	1,6
	3. Известняк черный, довольно рыхлый, почти неслоистый, переполненный белым кальцитом, замещающим очень обильные остатки фауны — ядра Pentameridae и гастропод, плохо определимых из-за перекристаллизованности	1,6
	4. Известняк черный, довольно рыхлый, весьма сходный с нижележащим, но более ясно слоистый (прослои от 1 до 5—6 см); отпечатков фауны меньше, чем в слое 2; много прожилок белого кальцита, расположенных послойно	1,8
	5. Известняк темно-серый, плотный, неслоистый, с редкими, тонкими, неправильными жилками, с раковистым изломом	3,0
	6. Известняк темно-серый, более крупнозернистый, переполненный гнездами кальцита неправильной формы, иногда замещающими фауну; гнезда кальцита расположены в общем по слоистости; границы слоев нечеткие	1,2
	7. Известняк более плотный, мелкозернистый, местами кристаллический, темно-серый, с небольшим количеством прожилок и гнезд кальцита, более редких в верхней части, ориентированных различно, но чаще параллельно слоистости	0,5
	8. Известняк темно-серый, среднезернистый, с сильным запахом; сходен с известняком сл. 5, но содержит еще больше кальцита	1,3
	9. Известняк темно-серый, более плотный, разнозернистый, пронизан тонкими жилками кальцита, местами придающими ему брекчиевидный облик; встречаются перекристаллизованные членики криноидей и кораллов; в верхней части проходит прослой с крупными гнездами кальцита, частично замещающего фауну	0,9
	10. Известняки и доломиты темные, на выветрелой поверхности тускло-серые, грубо неправильно-слоистые или массивные; отдельные участки имеют брекчиевидный облик, благодаря сетке прожилок кальцита; содержит отпечатки одиночных и колониальных кораллов и множество члеников морских лилий	8,6
	11. Известняки и доломиты грубослоистые, почти массивные, тускло-серые, с довольно редкими, крупными гнездами кальцита, иногда замещающего фауну	15,8
	12. Известняки и доломиты черные, рыхлые, переполненные кальцитом, который образует неправильной формы гнезда, расположенные в общем по слоистости; пачка содержит отдельные прослои плотного известняка с небольшим количеством сетчатых прожилков кальцита; количество кальцита убывает снизу вверх	56,5

Мощность свиты около 85 м.

Выше залегают массивные известняки правобережной свиты, постепенно сменяющие породы верхнелимбикской свиты. Последние наблюдаются еще в ряде обнажений западного крыла антиклинали Малды и синклинали Лимбика, причем породы сохраняют тот же характер. Как и нижележащие, известняки этой свиты доломитизированы и местами почти переходят в доломиты.

Хотя отдельные прослои буквально переполнены остатками фауны, палеонтологическая характеристика верхнелимбикской свиты, как и нижнелимбикской, очень неполна из-за сильной перекристаллизации пород. Ядра пентамерид, местами почти нацело слагающие последние, по определению О. И. Никифоровой, возможно, принадлежат *Pentamerus* ex gr. *borealis* Eichw. Табуляты, особенно часто встречающиеся в западной части синклинали Лимбика, представлены *Halysites* sp., реже—*Favosites* sp.

Эти палеонтологические остатки указывают лишь на верхнесилурийский возраст свит. Ввиду того, что они подстилаются слоями с фауной боркгольмских слоев и покрываются, как мы увидим позже, отложениями лудлоу, нижне- и верхнелимбикская свиты должны быть отнесены к ландовери-уинлоку. Действительно, в смежных, несколько более западных районах, где хорошо прослеживаются обе свиты, Г. А. Черновым, В. В. Маркиным, М. А. Чумаковой и др. в них собрана довольно многочисленная фауна, говорящая о ландоверско-уинлокском возрасте этой части разреза.

Правобережная свита (S_2). Свита представлена главным образом массивными, в верхней части иногда слоистыми битуминозными известняками и доломитами. Она слагает наиболее погруженные центральные части синклинали Лимбика и выходит почти исключительно на правобережье р. Кожима, почему и получила название правобережной.

В верхней части обрыва берега р. Кожима, ниже устья Зап. Табароты, обнажаются, сменяя без резкой границы породы верхнелимбикской свиты:

		Мощность, м
S_2	1. Известняки и доломиты массивные, совершенно неслоистые, крупнозернистые, светло-серые или желтовато-белые, очень плотные, образующие в склоне выступающие скалы; поверхность выветривания испещрена крупными, круглыми ячеями; сероватые разности имеют легкий запах битума	30
	2. Известняки и доломиты серые, более темные, весьма постепенно сменяющие светлые известняки сл. 1, массивные, крупнозернистые, с резким запахом, местами очень грубослоистые; плотность пород заметно возрастает снизу вверх, как и интенсивность окраски; в верхней части известняки очень плотные, почти черные, с характерной крупноячеистой поверхностью выветривания . .	видимая 70

Общая (неполная) мощность свиты в этом разрезе 100 м.

Более высокие горизонты можно наблюдать западнее, в нескольких километрах ниже по р. Кожиму, где над массивными известняками, сходными с породами описанного обнажения, выходит пачка слоистых, синевато-серых окремнелых известняков, содержащих массу мелких брахиопод *Meristella didyma* Dalm.

Полная мощность свиты в синклинали Лимбика превышает 200 м.

Юго-западнее, на северной оконечности хребта Саледы, свита, по данным В. В. Маркина, имеет мощность до 400 м. Кроме *Meristella didyma* Dalm., в ней встречаются такие характерные формы, как *Spirifer elevatus* Dalm., *Lyssatrypa linguata* Buch. и др., что позволяет отнести правобережную свиту в основном к лудлоу. Возможно, что верхние ее горизонты относятся уже к нижнему девону, так как она перекрыта среднедевонскими отложениями.

Все свиты силура синклинали Лимбика прекрасно прослеживаются в смежных к западу районах среднего течения Кожима, а большинство — и на значительном протяжении Западного склона Приполярного Урала, т. е. в большей части Кожимской зоны.

В восточном направлении разрез силура, напротив, быстро изменяется.

Северная часть восточного крыла антиклинали Малды и синклинали Балбан-ю

На восточном крыле антиклинали Малды, в северной погруженной ее части, на р. Лемве, в разрезе силура выделяются снизу вверх две свиты.

1. Нижнелимбикская свита плитчатых известняков и доломитов с двумя подсвитами:

а) подсвитой темно-серых грубоплитчатых доломитизированных известняков и

б) подсвитой светлых плитчатых доломитизированных известняков и доломитов.

Между этой свитой и вышележащей имеется перерыв в обнажении, соответствующий, по-видимому, верхнелимбикской свите; по мощности он отвечает 100—120 м.

2. Свита Балбан-ю — неслоистые, массивные, местами рифовые известняки и доломитизированные известняки .

Нижнелимбикская свита (S). Обнажения нижнелимбикской свиты тянутся по р. Лемве от устья ручья Вост. Табарота до устья Трехглавого оврага. Ее породы в общем сохраняют здесь тот же облик, что и в синклинали Лимбика, но внутри свиты появляются прослои терригенных пород, совершенно отсутствующие на западе.

Подсвита темно-серых грубоплитчатых доломитизированных известняков. Основание подсвиты в северной части восточного крыла периклинали Малды не обнажено. На левом берегу р. Лемвы, в приустьевой части впадающего в нее слева Трехглавого оврага, обнажается пачка в несколько десятков метров мощностью очень плотных, слоистых, темно-серых, среднезернистых доломитизированных известняков, с редкими прожилками белого кальцита. Выветрелая поверхность совершенно черная. Известняки дают осыпь плит в 25—30 см толщиной, с неровной поверхностью, обычно грубо-прямоугольной формы.

Сходные известняки обнажаются в том же овраге, почти по простиранию толщи, несколько западнее. Здесь видна пачка в несколько десятков метров серых, то более светлых, то более темных известняков, крупнозернистых, искрящихся, со включениями желтовато-белого кальцита, плитчатых, темно-серых, почти черных на выветрелой поверхности.

В самом устье того же оврага, по восстанию пачки пластов, эти породы постепенно сменяются более светлыми, очень тонкозернистыми известняками вышележащей подсвиты.

Видимая мощность подсвиты 60—80 м.

Подсвита светлых плитчатых доломитизированных известняков и доломитов. Породы этой подсвиты наблюдаются в ряде выходов по обоим берегам р. Лемвы, между устьями Вост. Табароты и Трехглавого оврага.

В нескольких десятках метров от устья последнего, сменяя темно-серые известняки нижней подсвиты, обнажается пачка плитчатых светлых известняков, в основании очень тонкозернистых, с раковистым изломом, плотных, участками окремнелых. Пачки тонкоплитчатых известняков чередуются с более толстоплитчатыми; в некоторых разностях заметна микрослоистость. Поверхность плиток часто покрыта красноватым налетом; иногда на ней намечается выпуклый узор трещин усыхания.

В верхней части обнажения отмечен слой несколько более темных, более крупнозернистых известняков, с мелкими гнездами и многочисленными, очень тонкими прожилками белого кальцита. Мощность пачки 25—30 м.

Очень типичный разрез несколько более высоких горизонтов этой подсвиты наблюдается в скалах правого берега Лембы ниже устья Вост. Табароты. Здесь, над осыпью плитчатых, желтеющих при выветривании доломитизированных известняков, обнажаются (снизу вверх):

		Мощность, м
S_1^{nl}	1. Тонкозернистые, плотные, темно-серые, белеющие при выветривании, слоистые доломитизированные известняки, легко колющиеся на тонкие (до 0,3 см) плитки; на поверхности слоев видны красные нитевидные прожилки, а между известняками — тонкие, менее одного сантиметра, пропласточки черных, на выветрелой поверхности темно-красных сланцев	0,75
	2. Черный, еще более плотный доломитизированный известняк, слоистый, но не колющийся на плитки (от 1—2 до 4—5 см), на изломе заметна микрослоистость	0,8
	3. Черный тонкоплитчатый доломитизированный известняк, очень плотный, частично окремнелый, легко раскалывающийся на тонкие плитки	0,4
	4. Известняк массивный, плотный, серый, несколько более крупнозернистый, с раковистым изломом. При выветривании белеет .	0,4
	5. Известняк черный, плотный, доломитизированный . . .	0,8
	6. Сланцы черные, мягкие, слегка окремнелые	0,04
	7. Известняк массивный, белеющий при выветривании . . .	2
	8. Известняки темно-серые, полосчатые на выветрелой поверхности, чередующиеся с черными глинисто-кремнистыми сланцами	3
	9. Более тонкослоистые, светлые, белеющие при выветривании известняки, чередующиеся с более тонкослоистыми, темными разностями. Прослои от 0,75 до 2 метров	8 — 10
	10. Массивные, неслоистые, крупнозернистые желтовато-белые, или светло-серые, белеющие при выветривании доломитизированные известняки, чередующиеся с плитчатыми, тонкозернистыми . .	видимая 5

Ниже по течению на правом берегу р. Лембы, среди карбонатных пород той же подсвиты наблюдается еще одна пачка терригенных пород:

		Мощность,
S_1^{nl}	1. Известняки плитчатые, светло-серые, белеющие при выветривании	видимая 2
	2. Песчаники кварцитовидные темно-серые, почти черные Между ними пропластки черных мягких сланцев	видимая 4

Выше склон террасы задернован на 2—3 м. На ее поверхности снова выходят карбонатные породы, о чем свидетельствуют многочисленные карстовые воронки. Таким образом, песчаники образуют здесь прослой внутри толщи известняков и доломитов.

Видимая мощность подсвиты около 200 м.

Самая верхняя часть ее не обнажена. Между ней и вышележащей свитой Балбан-ю имеется перерыв в обнажениях, соответствующий 100 м по мощности.

Подсвита светлых плитчатых известняков сходна со второй подсвитой лимбикской свиты синклинали Лимбика, отличаясь от нее лишь появлением пачек и прослоев сланцев и песчаников. Анализы показывают значительную доломитизацию известняков, переходящих иногда нацело в доломиты.

Свита рифовых известняков Балбан-ю (S_2). Верхняя часть разреза силура восточного крыла антиклинали Малды значительно отличается от разреза синклинали Лимбика. Она представлена исключительно массивными неслоистыми известняками, большей частью рифового характера.

Ее нижние горизонты обнажены в высоких отвесных скалах правого берега Лембы, ниже устья Трехглавого оврага. Это массивные неслоистые известняки и доломитизированные известняки, обычно светлые, поч-

ти белые, участками более темные, очень неравнозернистые. Иногда прекрасно видны крупнозернистые участки среди более тонкозернистой породы. Некоторые разности имеют брекчиевидную структуру: неокатанные, часто прямоугольные и остроугольные обломки темной карбонатной породы, ориентированные очень беспорядочно, вкраплены в белый или желтовато-белый известняк. Выветрелая поверхность пород белая, желтоватая или темно-серая, часто красная. Известняки легко колются, давая мелкую, остроугольную щебенку. Выступы скал имеют характерную округлую форму.

Часто у известняков заметна отдельность по склону. Порода содержит множество остатков кораллов плохой сохранности, переполняющих, а местами и нацело слагающих ее.

Ниже по р. Лемве обнажаются более высокие горизонты свиты, представленные теми же типичными известняками и доломитами, образующими то скалистые стены до сотни метров высотой и до полукилометра длиной, то отдельные скалы причудливой формы. Известняки сохраняют совершенно тот же характер, что и в более низких горизонтах, но брекчиевидные разности здесь не встречаются.

Мощность свиты превышает 500 м.

Ниже по течению р. Лемвы, близ устья р. Б. Надоты, а также выше устья Вост. Табароты, где Лемва вторично пересекает полосу тех же известняков, виден их постепенный переход в покрывающую толщу нижнего девона.

Свита прослеживается и далее к югу, вдоль восточного крыла антиклинали Малды и смежной синклинали Балбан-ю, где содержит фауну крупных, тонкоребристых *Conchidium* лудлоуского возраста. Таким образом, на западном крыле антиклинали Малды и в синклинали Лимбика ей соответствует, по крайней мере отчасти, правобережная свита.

Южная часть восточного крыла антиклинали Малды и синклинали Балбан-ю

В южной части восточного крыла периклинали Малды и синклинали Балбан-ю в разрезе силура могут быть выделены только две свиты (снизу вверх):

1. Свита черных плитчатых, слоистых известняков и доломитов с многочисленными стяжениями кремня (лимбикская свита).
2. Свита массивных рифовых известняков Балбан-ю.

Лимбикская свита (S_1). На синевато-серых слоистых известняках ордовика, в кровле которых выделяется маломощный горизонт амфипоровых известняков, залегают темно-серые, почти черные битуминозные, среднезернистые, грубослоистые известняки и доломиты. Их основание хорошо видно на левом берегу р. Кожима, в 1,5 км выше устья р. Балбан-ю, на восточном крыле синклинали того же названия. Они пронизаны здесь сетью жилок кальцита, содержащих довольно крупные кристаллы горного хрусталя.

Те же горизонты обнажаются ниже устья р. Балбан-ю на восточном крыле антиклинали Малды, где толстослоистые известняки верхнего ордовика постепенно сменяются более тонкослоистыми, черными, плитчатыми известняками и доломитами силура.

Типичные обнажения более высоких частей лимбикской свиты находятся на левом берегу р. Кожима, в 1,5 км ниже устья р. Балбан-ю, где на протяжении нескольких десятков метров видны стоящие почти на головах темные, почти черные, однообразные плитчатые известняки и доломиты с крупными, удлиненными стяжениями черного кремня, то очень многочисленными, то почти исчезающими, и с частыми жилами и

прожилками белого кальцита. Выветрелая поверхность слоев неровная, черная или синевато-серая. На них без следов размыва налегают массивные известняки вышележащей свиты Балбан-ю.

Мощность лимбикской свиты в этом разрезе около 250 м.

Свита известняков Балбан-ю (S_2). Массивные рифовые известняки, сменяющие слоистые известняки нижней свиты силура, совершенно сходны с породами верхней свиты лемвинского разреза.

Они обнажаются в отвесных скалах близ устья притока Кожима р. Балбан-ю и на берегах этой последней в центральной части одноименной синклинали и, как уже упоминалось, протягиваются далее к северу, к р. Лемве, образуя ряд небольших возвышенностей на водоразделе рек Кожима и Лемвы. Согласный контакт рифовых известняков с подстилающими породами хорошо виден на правом берегу Кожима, в крыле небольшой крутой складки, осложняющей западное крыло синклинали Балбан-ю. Граница свит резкая, но без следов размыва.

Свита Балбан-ю повсеместно представлена массивными или неясно слоистыми известняками и доломитами, то белыми или желтовато-серыми, то темно-серыми, на выветрелой поверхности светло-желтовато-серыми, белыми, темно-серыми или красными, крупно-неравномернозернистыми. Они дают грубо-чешуйчатую отдельность и столбообразные останцы выветривания — «болваны».

Как и на р. Лемве, в нижней части свиты часто встречаются линзы брекчиевидных известняков, образование которых связано, по-видимому, с подводными оползнями; линзы эти наблюдались в ряде обнажений по р. Кожиму, близ контакта с нижележащей свитой.

Породы свиты Балбан-ю содержат многочисленные остатки сильно перекристаллизованных кораллов, указывающих на их рифовое происхождение. Сохранность кораллов настолько плоха, что не позволяет определить их сколько-нибудь точно. Их даже принимают иногда за археоциат, что, между прочим, вероятно, послужило основанием К. А. Львову отнести породы этой свиты к среднему кембрию (Н. А. Сирин, 1945).

Кроме кораллов, известняки и доломиты содержат остатки гастропод, а также брахиопод, из которых О. А. Никифорова определила *Conchidium vogulicum* Vern. var *septemtrionalis* Nikif., сходного с формами, встреченными на о-ве Вайгаче и на Пайхое, и типичного для лудлоу. Таким образом, возраст свиты может считаться лудловским.

Видимая мощность свиты Балбан-ю на р. Кожиме достигает 500 м. На западном крыле антиклинали Малды ей соответствует в значительной части правобережная свита, также лудловского возраста (за исключением, может быть, самых верхних ее горизонтов).

Заканчивая обзор скадрийских отложений юго-западной части бассейнов верхнего течения рек Кожима и Лемвы, следует еще раз подчеркнуть их изменчивость.

Каждая подсвита увеличивается в мощности в западном направлении. Достигая 475 м на восточном крыле синклинали Лимбика, суммарная мощность слоистых известняков нижних горизонтов верхнего силура все более возрастает по мере удаления от осевой зоны Урала. В среднем течении Кожима, по данным В. В. Маркина, Г. А. Чернова и М. А. Чумаковой, она равна уже 700—800 м (см. ниже).

Изменяясь в мощности, эти горизонты сохраняют свои особенности и свой чисто-карбонатный характер западнее сводовой зоны антиклинали Малды.

На восточном крыле этой складки, в северной ее части, также прослеживаются две нижних подсвиты лимбикской свиты (верхняя подсвита здесь не обнажена). Хотя карбонатные породы сходны здесь с породами

более западных разрезов, свита испытывает важные изменения при переходе через осевую зону антиклинали Мальды: в ней появляются прослои и линзы терригенного материала — сланцев и кварцитовидных песчаников.

Особняком стоит разрез нижних горизонтов силура южной части восточного крыла антиклинали Малды и синклинали Балбан-ю, где мощность лимбикской свиты сокращается до 200—250 м, и породы становятся очень однообразными, но совершенно не содержат прослоев терригенных пород.

Не менее существенно изменяется и разрез верхних горизонтов силура. В синклинали Лимбика и далее к западу они представлены неясно слоистыми, отчасти плитчатыми известняками и доломитами правобережной свиты с однообразной фауной мелких брахиопод *Merystella didyma* Dalm. Мощность свиты около 400 м.

На восточном крыле антиклинали Малды они сменяются рифовыми известняками, содержащими, кроме породообразующих кораллов, *Conchidium vogulicum* Vern. var. *septemtrionalis* Nikif. лудловского возраста. В основании свиты содержится горизонт со следами подводных оползней. Мощность свиты более 500 м.

Несколько забегая вперед, следует отметить, что на крайнем северо-востоке Кожимской зоны, на хребтах Тисва-из и Енгане-пе, силурийские отложения входят в состав сланцево-песчаниковой тисва-изской свиты, т. е. представлены почти исключительно терригенными породами. Выделить силур из состава этой литологически очень однообразной толщи пока не удалось.

Мощность отложений, относящихся здесь к верхнему силуру, по-видимому, не превышает нескольких сотен метров.

Северное крыло Хойминского надвига

Совершенно своеобразный разрез силура развит в северо-западной части района, в бассейне р. М. Надоты, находящейся уже в пределах Лемвинской зоны. Силурийские отложения представлены здесь кремнистыми и глинистыми сланцами с граптолитами, туфогенными сланцами и темными известняками с отдельными прослоями темных кварцитовидных песчаников.

В среднем течении М. Надоты зеленые и серо-зеленые сланцы ордовика сменяются черными, кремнистыми, плотными, плитчатыми известняками, которые ниже по течению уступают место пятидесятиметровой пачке сильно перемятых стально-серых и черных сланцев, кремнистых, глинистых и углисто-глинистых, с прослоем мягких, буровато-зеленых туфогенных сланцев в основании. Черные кремнисто-глинистые сланцы содержат местами многочисленные остатки граптолитов: *Monograptus* ex gr. *flemingi* Salt. *M. kuznetsovi* Tschern., *M. khudobinae* Tschern., *M. pajkhojicus* Tschern., *M. crinitus* Wood., *M., varians* Wood., *M., nilssoni* Barr., *M. schrenki* Tschern., *M. scanicus* Tolberg., *M. colonus* Barr., *M. ex gr. varians* Wood., *M. cf. incinatus* Wood.

По заключению В. Н. Павлинова, подавляющее большинство этих форм характерно для нижнего лудлоу. Исключение составляет *Monograptus* ex *gr. flemingi* Salt.: типичные представители этого вида тяготеют к верхам уинлока. Однако, ввиду недостаточно полной сохранности, наши экземпляры не допускают точного определения и, по мнению В. Н. Павлинова, могут представлять собой вариетет, поднимающийся в лудлоу.

Таким образом, пачка черных и серых сланцев с граптолитами должна быть отнесена к нижнему лудлоу. Вся свита кремнистых, глинистых и

туфогенных сланцев и окремнелых известняков в целом должна быть отнесена к силуру. Мощность ее не превышает, по-видимому, 100—200 м.

Сходные образования широко распространены в приосевой полосе Полярного Урала. Как характер пород, так и фауна граптолитов силура р. М. Надоты типичны для харотской свиты Лемвинского комплекса. Описанный выход — один из наиболее южных; севернее силурийские отложения этого типа развиты в бассейне правобережья р. Лемвы, на Паге и Харуте, а также в бассейне р. Ельца. Фауной граптолитов охарактеризованы там более древние горизонты силура — ландовери и уинлок. Более подробное описание силурийских отложений Лемвинской зоны дано ниже.

ДЕВОН

Девонские отложения представлены в Кожимской зоне всеми тремя отделами.

Нижний девон (D_1)

Отложения нижнего девона обнажаются главным образом в долине р. Лемвы, слагая здесь восточное крыло антиклинали Малды и переклиналь этой складки. В синклинали Лимбика они, вероятно, входят в состав правобережной свиты. Наконец, нижнедевонские отложения развиты в пределах Тисва-изского складчатого комплекса.

Как и силур, нижний девон довольно изменчив фациально: на антиклинали Малды и к западу от нее он представлен карбонатными породами, восточнее он входит в состав тисва-изской свиты сланцев и песчаников.

Нижний девон в карбонатной фации связан непрерывным переходом с верхними горизонтами верхнего силура, и граница между ними везде может быть проведена лишь по появлению девонской фауны.

Нижнедевонские отложения представлены массивными, светлыми известняками и доломитами с типичной герцинской фауной. Река Лемва дважды прорезает полосу этих отложений — выше устья Вост. Табароты и выше устья р. Б. Надоты, что дает возможность убедиться в отсутствии не только следов какого-либо перерыва, но и сколько-нибудь резкой смены литологии между верхним силуром и нижним девоном. Учитывая это, нижнюю границу девонских отложений следует проводить по появлению в массовом количестве фауны *Karpinskya*.

Нижние горизонты свиты хорошо обнажены на левом берегу Лемвы, в нескольких километрах выше устья р. Вост. Табароты; они представлены пятнистыми, серыми, крупнокристаллическими известняками, чередующимися со светлыми, желтоватыми, почти белыми, более мелкозернистыми, плотными известняками, дающими слоистую отдельность по склону. Эти породы образуют в верхней части склона ряд круглых, заостряющихся к вершине каменных столбов, высотой до 25—30 м. Крайняя южная большая скала сложена светло-серыми, пятнистыми, разнокрупнозернистыми, неяснослоистыми доломитами, которые содержат множество сильно перекристаллизованных табулят типа *Favosites*, большое количество члеников криноидей и довольно обильную фауну брахиопод, из которых В. Н. Крестовниковым определены: *Karpinskya conjugula* Tsch., *K.* cf. *gigantea* Khod., *Spirifer* (*Eospirifer*) *irbitensis* Tschern., *Spirifer (Delthyris) likharevi* Arg., *Spirifer (Delthyris)* sp., *Platyceras* sp., причем *Karpinskya conjugula* Tschern. встречается в массовом количестве. Этот комплекс фауны указывает, по мнению В. Н. Крестовникова, на жедин-кобленц.

Эти горизонты нижнедевонских отложений отделяются здесь от более высоких пачкой кварцитов и сланцев, неотличимых от пород тисва-из-

ской свиты (см. ниже), мощностью в несколько десятков метров, но залегающих внутри толщи известняков нижнего девона в виде огромной линзы. Основание этой линзы хорошо видно в правом берегу Лемвы, в 5 км выше устья р. Вост. Табароты.

На светлые массивные известняки здесь налегают без следов каких-либо нарушений серые, грубоплитчатые, сильно песчанистые мергели, выше сменяющиеся кварцево-глинисто-серицитовыми сланцами с прослоями кварцитовидных песчаников. Полоса сланцев и кварцитов прослеживается по простиранию в северном направлении более чем на километр, постепенно выклиниваясь и, наконец, совсем сходя на нет.

Наиболее высокие горизонты нижнедевонских отложений представлены белыми или желтоватыми, массивными плотными известняками и доломитизированными известняками, ряд выходов которых наблюдался восточнее описанной линзы сланцев и кварцитов, на правом берегу Лемвы. Эти слои содержат несколько иной комплекс брахиопод: *Karpinskya gigantea* Khod., *K.* cf. *fedorovi* Tschern., *Karpinskya* sp., *Atrypa flabellata* Roem., *At. aspera* Schl., *Camarotoechia nympha* Barr., характерный для более высоких горизонтов, чем слои с *Karpinskya conjugula*.

Известняки нижнего девона сохраняют тот же характер и севернее, близ устья р. Б. Надоты, где р. Лемва снова пересекает их полосу под острым углом к простиранию. Они содержат здесь остатки гастропод и перекристаллизованные членики морских лилий. В километре западнее устья р. Б. Надоты можно наблюдать быстрый, но постепенный переход верхних горизонтов нижнего девона, представленных светло-серыми, неяснослоистыми известняками, в покрывающую их песчано-сланцевую толщу пород среднего девона.

К востоку от антиклинали Малды нижнедевонские отложения целиком переходят в тисва-изские песчано-сланцевые фации. На западе, в синклинали Лимбика, нижний девон как уже говорилось выше, вероятно, входит в состав правобережной свиты. Он теряет в таком случае рифовый характер, переходя в нормальные известняки, и доломитизированные известняки. Наконец, в Лемвинской зоне нижний девон входит в состав терригенной лек-елецкой свиты.

Характер фациальных изменений нижнего девона тот же, что и для верхней части силура, с которым он образует единый комплекс не только в бассейнах Кожима и верхней Лемвы, но и везде на Приполярном и Полярном Урале.

Средний девон (D_2)

Отложения среднего девона слагают северную часть Лимикской синклинали, выходя на поверхность на водоразделе Кожима и Лемвы главным образом в бассейне р. Б. Надоты. К востоку от антиклинали Малды они участвуют в строении Тисва-изского складчатого комплекса.

Средний девон представлен здесь двумя резко различными толщами — нижней терригенной (надотская свита) и верхней карбонатной (свита матя-шор).

Надотская свита сланцев и песчаников (D_2^n). Нижняя свита среднего девона представлена мощной толщей переслаивания грифельно-серых кварцево-глинисто-серицитовых сланцев, черных углистых сланцев и темно-серых, тонкозернистых кварцитовидных песчаников, с отдельными линзами и прослоями известняков. Они согласно, по нормальному контакту залегают на породах нижнего девона. Следов перерыва в основании среднего девона в исследованном районе не обнаружено: он соединяется с подстилающей карбонатной толщей небольшой пачкой переслаивания песчанистых известняков и известковистых песчаников.

Фиг. 3. Схема сопоставления разрезов силура и нижнего девона бассейна рек Кожима и Лемвы.

1 — тонкослоистые известняки и доломиты; *2* — толстослоистые известняки и доломиты; *3* — рифовые известняки и доломиты; *4* — «червячковые» известняки; *5* — брекчиевидные известняки и доломиты; *6* — линзы брекчиевидных известняков и доломитов в карбонатных породах; *7* — кварцево-серицитовые и глинисто-серицитовые сланцы; *8* — линзы карбонатных пород в сланцах; *9* — линзы кварцитовидных песчаников в сланцах; *10* — битуминозные известняки; *11* — песчаники.

Контакт свиты с нижнедевонскими известняками хорошо виден в 1 км выше устья р. Лже-Надота. Здесь, в обрыве левого берега, совершенно согласно залегает следующая пачка пород:

	Мощность, м
1. Известняки неясно слоистые, крепкие, серые с отдельными более темными участками, дают в осыпи изомерную остроугольную щебенку	видимая 8,0
2. Известняк толстослоистый, темно-серый, с гнездами белого кальцита	0,3
3. Известняк плитчатый, тонко-неравнозернистый, песчанистый, серый; в верхней части содержит участки более темного цвета, очень тонкозернистые, неправильной формы, возможно окремнелые	0,3
4. Песчаник сильно известковистый, неправильно слоистый, светло-серый	0,5
5. Окварцованный песчаник, мелкозернистый, светло-желтый, с искристой поверхностью свежего излома	0,3
6. Песчаник желто-серый, местами ржавого цвета с тонкими линзами сланцеватого песка непостоянной мощности (0,5—1,0 см), разделяющими прослои песчаника также неравномерной мощности (1—2 см)	0,05 — 0,15
7. Песчаник сильно известковистый, серый, разнозернистый, участками переходящий в известняк	0,35
8. Песчаник окварцованный, плотный, коричнево-серый, со следами неправильной косой слоистости и черными косыми штрихами на боковой поверхности слоя	0,15 — 0,20

9. Песчаник кварцитовидный, плотный, коричневато-серый, очень крепкий, неравнозернистый 1,15

10. Осыпь серых, часто пористых кварцитов, среди которых иногда встречаются глыбы песчанистых известняков

Тот же ручей, текущий в глубоком овраге, пересекает выше по течению всю полосу надотской сланцево-песчаниковой свиты вкрест простирания. Облик свиты чрезвычайно типичен: это переслаивание кварцитовидных песчаников и сланцев с отдельными линзами известняков.

Кварцитовидные песчаники серые, часто почти черные, мелкозернистые, очень крепкие и плотные, с искрящейся поверхностью излома, иногда бурые, крапчатые, более крупнозернистые, обычно плитчатые. Сланцы грифельно-серые кварцево-серицитовые или кварцево-серицито-глинистые, очень плотные, или черные, углистые и углисто-глинистые, более тонко-сланцеватые. Сланцы в общем преобладают, хотя местами кварциты образуют пачки в несколько десятков метров мощности и даже больше. Сланцам и песчаникам подчинены серые, обычно немые известняки, как правило, сильно перекристаллизованные и пронизанные множеством трещин, выполненных желтоватым кальцитом.

Весьма характерной особенностью свиты является невыдержанность по простиранию большинства пачек и прослоев. Кварциты обычно образуют линзы, которые иногда достигают значительной мощности при небольшой длине. Известняки также часто залегают линзами. Размеры последних обычно невелики, но иногда, как, например, в овраге р. Лже-Надота, известняки имеют мощность около 10 м.

Мощность свиты также не удается определить сколько-нибудь точно; вероятно, она достигает 400—500 м.

Свита почти не содержит палеонтологических остатков. Тем более интересной является находка в одном из прослоев или линз известняка такой типичной формы, как *Calceola sandalina* Lam., указывающей на эйфельский возраст содержащих ее пород.

Согласно и без следов перерыва на надотскую свиту налегает свита известняков Матя-шор, фауна которой, характерная для верхов эйфельского —низов живетского ярусов, устанавливает верхнюю возрастную границу надотской сланцево-песчаниковой свиты.

По своему общему облику и по характеру слагающих ее пород, надотская сланцево-песчаниковая свита среднего девона синклинали Лимбика неотличима от тисва-изской свиты. Это название в 1946 г. было присвоено автором мощной толще переслаивания кварцитовидных песчаников и сланцев с линзами известняков, которая слагает хребет Тисва-из и его северное продолжение — хребет Енгане-пе. Она граничит с различными горизонтами палеозоя и отвечает здесь промежутку времени от верхов ордовика до девона включительно, в то время как литологически однотипные отложения надотской сланцево-песчаниковой свиты синклинали Лимбика целиком укладываются, как мы только что видели, между массивными известняками нижнего девона и плитчатыми известняками с фауной эйфельского — низов живетского ярусов — свитой Матя-шор.

Свита Матя-шор. D^m представлена черными и темно-серыми известняками, в нижней части — тонкослоистыми, с пропластками сланцев, содержащими обильную фауну брахиопод, в верхней — более толстослоистыми с многочисленными члениками морских лилий.

Основание свиты прекрасно обнажено на ручье Матя-шор. В верхнем течении этого ручья обнажаются сплошные выходы сланцев тисва-изско-

го типа. В полутора километрах выше устья, по правому и левому берегу, у самого уреза воды, обнажаются:

		Мощность, м
D_3^m	1. Сланцы глинисто-кварцево-серицитовые, темно-серые, плотные, с досчатой отдельностью, на выветрелой поверхности — ржаво-бурые, с двумя прослоями по несколько метров темно-серых известняков рифового характера, сплошь состоящих из остатков перекристаллизованных табулят	несколько десятков метров
	2. Пачка переслаивания черных известняков и известковистых сланцев, пронизанных многочисленными жилами кварца с кальцитом, местами с короткими раздувами; мощность прослоев известняка	до 10 — 20 см
	Сланцы серые, мягкие, известково-глинистые; мощность 5—6 м. Как сланцы, так и известняки переполнены остатками брахиопод: *Pentamerus (Gypidula)* ex gr. *galeatus* Dalm., *Gypidula* aff *formosa* Schnur., *Uncinulus* cf. *subcardiformis* Schnur., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *At.* aff. *comata* Barr., *At.* ex gr. *flabellata* Roem., *At (Carinatina) subplana* Khod., *Atr.* (*Carinatina*) aff. *plana* Kayser (определения В. Н. Крестовникова); кроме того, нередко встречаются табуляты (фавозитиды) и одиночные кораллы	
	3. Известняки слоистые, темно-серые, очень сильно перекристаллизованные, разнозернистые, выветрелая поверхность светло-серая, в отдельных участках красноватая; содержат сильно перекристаллизованные членики морских лилий; в верхней части пачки известняки более массивные	120
	4. Известняки толстоплитчатые, серые, на выветрелой поверхности — синевато-серые, почти нацело состоящие из амфипор и сферических водорослей	около 25

Низы свиты могут быть отнесены к самым верхам эйфельского яруса или даже к низам живетского яруса, а верхние ее горизонты — к живетскому ярусу; мощность свиты Матя-шор около 160 м.

Переход между средним и верхним девоном постепенный, граница в значительной степени является условной.

Верхний девон (D_3)

Верхнедевонские отложения развиты там же, где и среднедевонские. Они представлены водорослевыми, амфипоровыми и коралловыми известняками, иногда с банками брахиопод.

Их толща обнажается по ручью Матя-шор, где непосредственно над серыми известняками с амфипорами и строматопорами залегают:

		Мощность, м
D_3	1. Известняки темно-серые, почти черные, мелкозернистые, плотные	около 20
	2. Известняки массивные, серые еще более мелкозернистые, с темно-серой поверхностью выветривания, на которой видны многочисленные следы фауны, очень плохой сохранности	около 35
	3. Известняки толстослоистые, плотные, крепкие, светло-серые, чуть желтоватые, или более темно-серые, очень тонкозернистые; встречаются водоросли сферической формы и многочисленные остатки амфипор, а также черные стреловидные фукоиды; (местами известняки целиком водорослевые, местами — амфипоровые); в нижней части массивные, довольно грубозернистые, темно-серого цвета; иногда их переполняют остатки фауны, очень плохой сохранности, видные только на поверхностях, сглаженных выветриванием; разбиты вертикальными трещинами кливажа	около 200
	4. Слоистые, плотные и массивные, более рыхлые известняки, серые, на выветрелой поверхности — светло-серые, с прожилками кальцита	около 70

Мощность верхнедевонских отложений достигает 300—320 м.

Несколько севернее, на водоразделе, среди поля выходов тех же известняков, в отдельной скале, в серых, плотных, массивных, мелкокри-

сталлических известняках, совершенно сходных с нижней частью пачки 3. разреза Матя-шор, собраны брахиоподы: *Pentamerus*, (*Gypidula*) cf. *biplicata* Schnur., *Pugnax acuminata* Mart., *Pugnax* cf. *pugnus* Mart., *P. voroni* Mart., *Atrypa* cf. *uralica* Nal., *Atrypa alticola* Frech., *Atrypa*

Фиг. 4. Схема распространения фаций нижних горизонтов силура в бассейне верхнего течения рек Кожима и Лемвы.

1 — известняки и доломитизированные известняки нижних горизонтов силура; *2* — сланцево-песчаниковые толщи нижних горизонтов силура; *3* — линзы сланцев и песчаников в известняках; *4* — отложения древнее силура; *5* — оси современных антиклиналей.

svinordi Wen., *A.* cf. *tubaecostata* Paeck., *Anatrypa kadzielinae* Güch., *Anathyris* ex gr. *hemerseni* Buch., комплекс которых характерен для верхов нижней половины франского яруса (определение В. Н. Крестовникова).

Наличие непрерывного известнякового разреза между слоями с фауной верхов эйфельного — низов живетского ярусов и слоями с фауной средней части франского яруса указывает на присутствие в разрезе синклинали Лимбика отложений как живетского, так и большей части франского яруса. Об условности границы между ними было упомянуто выше.

Неясен пока вопрос о присутствии самых верхних горизонтов девона в синклинали Лимбика. На возможность трансгрессивного залегания каменноугольных отложений на девонских указывает развитие брекчиевидных и конгломератовидных известняков в основании карбона в синклинали Лимбика. С другой стороны, в более восточном разрезе, в синклинали Балбан-ю, отсутствуют известняки среднего и верхнего девона. Однако в последнем случае не исключена возможность перехода отложений этого возраста в терригенные фации, как это имеет место для огромного большинства свит палеозоя того же района. Этот вопрос не

может быть разрешен без детальных работ по расчленению тисва-изской свиты, в состав которой, возможно, входят эти горизонты палеозоя, внезапно, как будто, исчезающие из разреза к востоку от сводовой части антиклинали Малды.

ОРДОВИК, СИЛУР И ДЕВОН ТИСВА-ИЗСКОГО СКЛАДЧАТОГО КОМПЛЕКСА

Тисва-изская свита ($O+S+D^{tj}$). В приосевой части Западного склона, к востоку от антиклинали Малды, совершенно не прослеживаются карбонатные свиты силура и девона. Они замещаются здесь мощной и однообразной терригенной тисва-изской свитой, характерной толщей переслаивающихся темно-серых и черных сланцев с черными, бурыми или серыми кварцитовидными песчаниками и кварцитами, с подчиненными линзами темных известняков. Ее отложения широко развиты в восточной части района верхнего Кожима и верхней Лемвы: их выходы тянутся вдоль южного склона Селям-ю-иза, начинаясь на юге от устья р. Яроты. Далее к северу свита слагает хребет Енгане-пе на водоразделе рек Кожима и Лемвы, хребет Тисва-из на правом берегу Лемвы, от которого свита и получила свое название, а также ряд возвышенностей на северном продолжении этого хребта, на водоразделе рек Парнока и Хоймы.

Тисва-изская свита граничит с самыми различными горизонтами палеозоя, от нижнего силура до карбона включительно. Она сложно дислоцирована, часто образует изоклинальные складки и разбита множеством небольших расколов, а потому составление ее послойного разреза чрезвычайно трудно, хотя состав тисва-изской свиты настолько типичен, что позволяет прекрасно картировать ее даже по небольшим высыпкам.

Главными породами, определяющими облик тисва-изской свиты, являются кварцитовидные песчаники и сланцы. Кварцитовидные песчаники обычно черные или темно-серые, мелкозернистые, очень плотные, с раковистым изломом и искристой поверхностью; иногда это сливные кварциты. Реже среди них встречаются более светлые, серые или зеленовато-серые разности. Очень типичны также плотные кварцитовидные крапчатые бурые песчаники; в них нередко можно заметить косую слоистость. Тисва-изские кварциты и кварцитовидные песчаники состоят из мелких, большей частью хорошо окатанных зерен кварца, соединенных карбонатным цементом.

Очень характерны для тисва-изской свиты массивные серые мраморовидные песчаники с рыхлыми неправильными пятнышками, чрезвычайно напоминающие на первый взгляд мраморы кожимской свиты нижнего силура. В то же время они очень слабо известковисты, что, по-видимому, связано со вторичным выщелачиванием кальцита, следы которого сохранились в виде пустот ромбоэдрической формы от кристаллов в кварцевых жилах, пустот от кораллов и члеников криноидей в сланцах и т. д.

Тисва-изские кварцитовидные песчаники, обычно грубоплитчатые, чередуются со сланцами, то образуя в них пачки мощностью в 1,5—2 м, то слагая внутри сланцев однородную толщу до 100—200 м мощности. При картировании выяснилось, что пачки кварцитовидных песчаников этой свиты обычно не являются выдержанными горизонтами, а представляют собой линзы, часто очень крупные. Они то выклиниваются по простиранию, переходя в сланцы, то, наоборот, раздуваются в мощности. Будучи значительно тверже и устойчивее сланцев они прекрасно выражены в рельефе, образуя отдельные гребни, сходящие на нет там, где выклиниваются линзы песчаников. Их относительное количество сильно варьирует, и в некоторых разрезах песчаники могут почти полностью отсутствовать.

Сланцы тисва-изской свиты кварцево-глинисто-серицитовые, черные или темно-стально-серые, большей частью очень плотные, крепкие, довольно грубосланцеватые. Их истинная слоистость, хорошо заметная, благодаря присутствию пачек или пропластков песчаника, большей частью совпадает со сланцеватостью; лишь местами, как, например, близ устья р. Б. Надоты, поверхности сланцеватости образуют с поверхностями напластования острый угол.

Встречаются также углистые разности сланцев — черные, мягкие, более тонко-сланцеватые, и глинисто-известковистые серые. Эти последние обычно грубо сланцеваты и дают иногда своеобразную палочковидную отдельность. Местами они переходят в глинистые известняки.

Кроме того, близ нижней границы тисва-изской свиты местами появляются красноватые, желтовато-коричневые и оранжевые, мягкие сланцы. Их высыпки отмечались на р. М. Бадья-ю, на юго-восточном склоне Енгане-пе, близ верховья Ворга-столба-шора, и на западном склоне того же хребта. Эти породы очень напоминают пестрые охристые сланцы, залегающие в основании кожимской свиты нижнего силура.

Типичную картину части разреза тисва-изской свиты дает разрез по р. Б. Бадья-ю:

		Мощность, м
O + S + D^U	1. Песчаник кварцитовидный, мелкозернистый, светло-серый, раскалывающийся на пласты по 0,3 м мощности; местами содержит тонкие прожилки молочно-белого кварца	видимая 12,4
	2. Сланцы глинисто-хлоритовые, темно-серые, светлеющие при выветривании, с прослоями более песчанистых сланцев, иногда чередующихся с пропластками темно-серого кварцита, в 1,5—2 см; обычно плойчато-перемяты и содержат большое количество жилок молочно-белого кварца	20,7
	3. Песчаники серые, рыхлые, известковистые, мелкозернистые, с большим количеством пустот от выщелоченных кристаллов кальцита	9,5
	Перерыв в обнажении	74,2
	4. Сланцы известково-углистые, черные, с многочисленными ядрами кораллов и криноидей очень плохой сохранности; среди них встречаются прослои по 6—7 см сильно рассланцованных песчанистых мраморов, а также пропластки и линзы черных и темно-серых искристых кварцитовидных песчаников и кварцитов до 0,5 м мощности	35,9
	5. Чередование сланцев, темно-серых, местами зеленовато-бурых, со светло-серыми и рыжеватыми точками и сравнительно рыхлых, крапчатых песчаников, по внешнему виду очень напоминающих мраморы и, по-видимому, образовавшихся из их сильно песчанистых разностей в результате выщелачивания кальцита; реже среди сланцев встречаются прослои голубоватых и темно-серых искристых кварцитов	117,0
	6. Сланцы черные, углистые, с редкими пропластками и линзочками черных, реже — серых кварцитов	43,5
	7. Кварциты темно-серые, искристые, плотные, с линзами серых крапчатых, более рыхлых мраморовидных разностей	49,0
	8. Глинистые сланцы, стально-серые, блестящие, шелковистые, иногда с признаками отальковання, или серицитизации, с прослоями серых, плотных мелкозернистых кварцитовидных песчаников, с тонкими пропластками зеленоватых сланцев	189,0
	Перерыв в обнажении 88,5 м. В высыпках видны серебристо-серые отальковаиные сланцы	
	9. Кварцитовидный песчаник, мелкозернистый, серый, искристый, массивный, местами встречаются более рыхлые, тонкослоистые разности	47,5
	10. Сланцы серицитовые и отальковаиные, с пропластками серых косослоистых кварцитов	56,0
	11. Кварциты мелкозернистые, серые, в нижней части темно-серые, косослоистые, чередующиеся с углистыми сланцами; выше становятся более светлыми, плитчатыми; толщина пластов 10—20 см; верхняя часть слоя представлена массивными, неясно слоистыми разностями; в средней и верхней части слоя нередки небольшие	

линзы рыхлых песчаников, серых, с ржавыми пятнами, по внешнему виду не отличимых от мраморов 8,0

12. Сланцы углисто-кварцитовые, шелковистые, с пропластками светло-серых кварцитовидных песчаников до 0,4 см, чередующихся с зеленовато-серыми, плотными, мелкозернистыми кварцитами (до 3 м) 14,0

13. Кварцит темно-серый, местами почти черный, искристый . 20,5

14. Песчаники кварцитовидные, светло-серые, мелкозернистые, плотные, с прослоями и линзами более рыхлых тонкослоистых кварцитов и стально-серых шелковистых сланцев 42,0

15. Кварциты темно-серые, почти черные, искристые, массивные, с пропластками тонкоплитчатых, более рыхлых песчаников и черных углистых сланцев 7,5

16. Сланцы глинистые, серые 7,0

Известняки в тисва-изской свите залегают обычно линзами и играют по отношению к терригенным породам совершенно подчиненную роль; все же отдельные линзы достигают значительных размеров. Так, в южной части полосы развития тисва-изской свиты, близ западной ее границы, среди кварцитов и сланцев появляются мощные линзовидные прослои серых, массивных амфипоровых и строматопоровых известняков, хорошо наблюдающихся в бассейне правобережья р. Кожима, между р. Бадья-ю и Юнко-шором.

Севернее, на р. Лемве, близ Маячных скал обнажена пачка переслаивающихся известняков и сланцев, мощностью около 40 м, которая прослеживается по простиранию более чем на километр.

Толща переслаивания известняков и сланцев сходного характера тянется и далее по берегу Лемвы, соответствуя по мощности 350—400 м. Однако возможно, что сложные нарушения, по-видимому, мелкие складки изоклинального типа, выводят здесь несколько раз на поверхность одну и ту же пачку.

Известняки содержат фауну брахиопод верхов нижнего — низов среднего девона: *Spirifer* aff. *robustus* Barr., *Sp.* ex. gr. *pentameriformis* Tschern., *Karpinskya* sp., *Atrypa* aff. *granulifera* Barr., *At.* ex. gr. *desquamata* Sow., *Camarotoechia* sp., *Theodossia superbus* Eichw., *Sieberella* sp., *Orthis bistriatus* Schloth., *Favosites* ex gr., *servicornis* Blain.

Еще более крупную линзу образуют известняки, развитые у подножья Среднего Тисва-иза, обнажающиеся в многочисленных, хорошо развитых карстовых воронках. Породы темно-серые, разнозернистые, довольно тонкозернистые, грубоплитчатые, часто с хорошо заметной слоистостью. Как правило, они разбиты крупными трещинами, заполненными белым кальцитом, и часто носят следы перекристаллизации.

Крупная линза известняков наблюдается на правом берегу р. Лемвы, непосредственно ниже устья ее притока р. Парнока. Известняки здесь немые, массивные, плотные, темно-серые, на выветрелой поверхности — более светлые, мелкокристаллические, с прожилками кальцита, очень однообразные; длина линзы 400—500 м, мощность несколько десятков метров.

Характер соотношения со вмешающими толщами особенно хорошо наблюдается на левом берегу р. Лемвы, в 0,5 км ниже устья Парнока. Здесь, в высоком крутом обрыве, сложенном типичными плотными серыми сланцами тисва-изской свиты, появляются, видные издалека скалы массивных темно-серых, очень плотных, местами сильно перекристаллизованных известняков, образующих три крупных линзы — в 3, 6 и 9—10 м мощности, при длине в несколько десятков метров; наиболее мощная линза содержит в верхней части пачку слоистых известковистых песчаников, отдельные прослои которого грубо рассланцованы. Поверхность известняков на контакте со сланцами неровная, бугристая, иногда

выпуклая, сланцы обогащены кальцитом и при выветривании образуют мягкую желтоватую щебенку, напоминающую рыбью чешую.

Более мелкие прослои и линзы известняков наблюдаются в породах тисва-изской свиты довольно часто; они в большинстве случаев представлены серыми водорослевыми разностями, как, например, на р. М. Ба-

Рис 5. Схема распространения фаций лудлоу и нижнего девона в бассейне верхнего течения рек Кожима и Лемвы.

1 — слоистые известняки лудлоу — нижнего девона, *2* — рифовые известняки лудлоу — нижнего девона со следами подводных оползней в основании; *3* — терригенные отложения; *4* — отложения древнее лудлоу; *5* — оси современных антиклиналей.

дья-ю, на хр. Енгане-пе и в долине р. Лемвы, или реже — черными криноидными (р. Селям-ю).

Фаунистические остатки, изредка встречаемые в них, имеют обычно плохую сохранность. Это большей частью неопределимые отпечатки четырехлучевых кораллов, членики криноидей, остатки водорослей, строматопор и амфипор. Возраст тисва-изской свиты был поэтому выяснен не сразу, хотя уже в 1946 г. В. В. Меннер и автор настоящей работы предположили, что она является фацией верхнеордовичских, силурийских и частично девонских отложений. При дальнейших исследованиях это предположение подтвердилось.

На юго-восточном склоне хребта Тисва-из, в нижних горизонтах тисва-изской свиты, А. В. Хабаков нашел обломки примитивных мшанок, мелких криноидей и мелких ребристых брахиопод *Rhynchotrema* и *Platystrophia*, характерных для ордовика, а на западном склоне хребта Селям-ю-из, как мы уже упоминали выше, сланцы и кварциты этой свиты непосредственно переходят в отложения кожимской свиты ордовика, образуя с ними толщу переслаивания. Близ нижней границы обеих свит наблюдается горизонт охристых розоватых и желтых сланцев, говорящих

об эпохе выветривания, предшествовавшей их отложению. Таким образом, нижние горизонты тисва-изской свиты соответствуют, по крайней мере отчасти, кожимской свите и имеют средне-верхнеордовичский возраст. В средней части синклинали Балбан-ю среди кварцитов северного склона хребта Тисва-из в небольшой линзе известняков удалось найти типичную среднедевонскую форму *Chaetetes* ex gr. *regularis* Le Comte (определение Б. С. Соколова), а К. Г. Войновский-Кригер (1956) нашел в тисва-изской свите силурийскую фауну.

Верхнюю границу тисва-изской свиты можно видеть на правом берегу р. Лемвы, в одном км ниже устья р. Парнока, где на типичные сланцы тисва-изской свиты согласно налегает пачка кремнистых плитчатых известняков и слоистых кремней нижнего карбона. Однако трансгрессивный, по всей вероятности, характер налегания последнего не позволяет с достаточной уверенностью синхронизировать верхние горизонты тисва-изской свиты с верхним девоном.

Таким образом, к востоку от свода антиклинали Малды, тисва-изская свита охватывает очень значительный возрастной отрезок — от верхов ордовика до среднего, а возможно, и верхнего девона.

Как уже указывалось выше, на западном крыле периклинали Малды и в сводовой ее части развита сланцево-кварцитовая толща, литологически не отличимая от тисва-изской свиты, но имеющая эйфельский возраст.

За исключением этих горизонтов среднего девона, к западу от осевой зоны антиклинали Малды силурийские и девонские отложения развиты почти исключительно в карбонатных фациях, которые быстро, почти внезапно сменяют одновозрастные сланцево-кварцитовые толщи тисва-изской свиты восточного разреза.

Резкость перехода несколько смягчается тем, что отложения верхов ордовика, силура и нижнего девона обогащаются, по мере приближения к осевой полосе, терригенными частицами и в них появляются прослои и линзы терригенных пород. В то же время и большинство крупных линз известняков тисва-изской свиты располагается близ ее западной границы.

КАРБОН (С)

Отложения каменноугольного возраста представлены в исследованном районе известняками. Они развиты в его северной части, в месте наибольшего погружения антиклиналей Западного склона. Площадь, занимаемая их выходами, очень невелика. Одна полоса каменноугольных отложений протягивается в бассейне р. Б. Надоты, окаймляя синклиналь Лимбика, другая располагается восточнее, центриклинально замыкая синклиналь Балбан-ю; они разделены сводовой частью погружающейся к северу периклинали Малды. Расстояние между восточной и западной полосой карбона незначительно, оно не превышает нескольких километров. Однако характер отложений западной и восточной полос различен, хотя в обоих случаях они представлены главным образом известняками.

Синклиналь Лимбика

Каменноугольные отложения синклинали Лимбика залегают на известняках верхнего девона, причем характер перехода между ними не вполне ясен. Находка близ контакта, на р. Малая Надота, глыб своеобразного известнякового конгломерата указывает на возможность трансгрессивного залегания нижних горизонтов карбона на отложениях девона.

Породы каменноугольного возраста крайне однообразны. Это массивные, иногда грубослоистые известняки, плотные, темно-серые или черные,

мелкозернистые, часто неравномернозернистые, обычно пронизанные множеством мелких жилок кальцита. Выветрелая поверхность светло-серая, иногда желтоватая. Местами известняки имеют брекчиевидный характер: на их выветрелой поверхности выделяются округлые участки в 1—1,5 см темного цвета, сцементированные более светлой породой. Брекчиевидные разности наблюдались на р. Б. Надота и у подножья горы Олыся. В месте пересечения их рекой Б. Надота известняки образуют отвесные обрывы с округлыми или заостренными скалами, в виде башен в верхней части склона. Известняки обычно разбиты многочисленными трещинами кливажа, которые часто маскируют истинную слоистость.

Фауна нами не была найдена, за исключением члеников криноидей. Однако К. Г. Войновский-Кригер (1956) указывает на находки в этой толще кораллов нижнекаменноугольного возраста.

Мощность западного разреза достигает 100—150 м. Выше каменноугольные известняки сменяются терригенной толщей сланцев и песчаников перми.

Синклиналь Балбан-ю

В 3—4 км восточнее, на р. Лемве, разрез каменноугольных отложений заметно меняется. Здесь они залегают непосредственно на сланцах тисва-изской свиты (возможно, имеющих здесь верхнедевонский возраст). В правом берегу каньона р. Лемвы, ниже устья Парнока, можно наблюдать разрез нижней части этих известняков, отличающихся присутствием большого количества прослоев и стяжений кремня:

		Мощность, м
O + S + + D^{tj} C	1. Сланцы черные, влажные, сравнительно мягкие, с желтыми пятнами и разводами на поверхностях отдельностей	видимая несколько
	2. Постепенно вверх сланцы сменяются налегающей на них пачкой серых детритусовых, иногда криноидных известняков, местами пятнистых, брекчиевидных, с небольшими стяжениями плотного черного кремня и с прослоями до 0,4 м черных, плитчатых, прекрасно слоистых кремней	десятков метров 5 — 10
	3. Пачка серых, массивных детритусовых криноидных известняков с редкими кораллами, мшанками и брахиоподами, из которых определен *Linoproductus* sp.; в известняках развиты многочисленные стяжения черного кремня причудливой формы	20
	4. Массивные, серые, иногда более светлые, мелкокристаллические, искрящиеся на изломе известняки	40

Несколько ниже по реке, в цоколе I надпойменной террасы, можно наблюдать вышележащую пачку темно-серых, с сизым оттенком, слоистых известняков, по простиранию переходящих в массивные известняки, слагающие овальной формы тело рифа или онколит. Нижнекаменноугольный возраст толщи определяется находкой в ней *Linoproductus* sp., а также каменноугольных кораллов, найденных К. Г. Войновским-Кригер. Последний считал выходы карбона ниже устья р. Парнока аллохтонными и относил их к воргашорской свите Лемвинского комплекса; но проведенные исследования показывают, что надвинутое залегание каменноугольных отложений восточной синклинали мало вероятно. Своеобразие развитых здесь кремнистых известняков карбона и отличие их от расположенного рядом западного разреза объясняется, по всей вероятности, быстрым фациальным переходом между ними, который не покажется удивительным, если вспомнить смену фаций всех более древних толщ, происходящую в той же приосевой зоне антиклинали Малды.

Отложения карбона покрываются здесь пермскими терригенными породами, по всей вероятности, лежащими трансгрессивно.

ПЕРМЬ (Р)

Отложения пермского возраста развиты в исследованном нами районе там же, где и каменноугольные. Главное поле их выходов расположено на левом берегу р. Б. Надоты и на водоразделе между нею и М. Надотой. Здесь пермские отложения слагают центральную часть синклинали Лимбика. Второе меньшее поле выходов пермских пород расположено к востоку от первого, по правому и левому берегу р. Лемвы, ниже устья р. Парнока, в небольшой синклинали, представляющей собой северное продолжение синклинали Балбан-ю.

Пермские отложения обеих синклиналей представлены почти исключительно терригенными породами — песчаниками и сланцами. Они граничат на западе, юге и востоке с каменноугольными известняками. Северная граница является тектонической: по пологой поверхности на пермские породы надвинуты отложения нижнего силура.

Пермские породы залегают, по-видимому, трансгрессивно и с размывом на отложениях нижнего карбона. В синклинали Лимбика на р. Б. Надота в правом ее берегу наблюдается выход серых мергелей очень небольшой мощности, залегающих в основании перми. Главная масса пород представлена довольно однообразной толщей переслаивания глинисто-песчанистых сланцев и песчаников. Сланцы довольно толстоплитчатые, черные или темно-серые, грубосланцоватые, песчаники темные, обычно черные или темно-серые, с буроватыми или зеленоватыми оттенками, то мягкие, тонкозернистые, то более грубые, разнозернистые. Песчаники то массивные, то микрослоистые залегают среди сланцев в виде коротких, толстых линз. Вся толща в целом косо-неправильно слоиста. Сланцы и тонкозернистые песчаники легко раскалываются на плитки, поверхности которых часто несут мелкие следы ряби и полигональную или ромбическую систему трещин, иногда выполненных кальцитом; по направлению этих трещин слои легко раскалываются на многоугольники. Поверхности выветривания покрыты ржавым или синевато-бурым железистым налетом. Местами порода содержит растительные остатки очень плохой сохранности.

Весьма типичный разрез нижней части пермских отложений можно видеть на р. Б. Надоте, выше скал, названных нами «железными воротами». Здесь обнажаются снизу вверх:

		Мощность, м
Р	1. Осыпь сланцев и песчаников	15,0
	2. Песчаник грубо-толстослоистый, крепкий, иногда с раковистым изломом, местами расслаивающийся на неправильные плитки	около 2,0
	3. Сланцы темно-серые, почти черные, тонколистоватые, дающие мелкую листоватую щебенку	0,3
	4. Песчаник темно-серый, плотный, крепкий, иногда неравнозернистый	0,2
	5. Сланцы темно-серые, тонколистоватые	1,5
	6. Прослой песчаника, как в сл. 4	0,1
	7. Сланцы, темно-серые, тонколистоватые	1,5
	8. Песчаник неправильно-слоистый, с отдельными тонкими пропластками сланцев	1,2
	9. Прослой сланцев неравномерной мощности, с отдельными пропластками и линзами песчаника	0,4—0,6
	10. Песчаник толстослоистый, крепкий	видимая 3,5

Составить послойный разрез более или менее значительной части этой толщи не удается, так как она сложно дислоцирована: в ней наблюдается ряд острых, почти изоклинальных складочек и расколов с небольшими смещениями по ним.

В синклинали Балбан-ю пермские отложения несколько изменяют свой облик, сохраняя в то же время в главных чертах состав и литологические особенности описанных пород синклинали Лимбика. Наиболее существенным отличием является здесь большая плотность и более однородный характер толщи пермских отложений. Сланцы здесь, как и западнее, черные, тонкопесчанистые, но более крепкие, с блестками слюды на поверхности. Песчаники плитчатые, черные, очень крепкие, но колющиеся так же, как и на западе, на полигональные или ромбические правильные плитки по трещинам, дающим характерный узор на поверхности. Характер переслаивания пород здесь косой, грубый и неправильный, но линзовидные плитки, откалывающиеся на поверхности напластования, очень тонки и как бы сплющены.

Пермские отложения южной части бассейна р. Лемвы носят, по мнению К. Г. Войновского-Кригер (1956), переходный характер, приближаясь к типичной для Лемвинского комплекса кечь-пельской свите, к которой этот исследователь и относит пермские отложения синклинали Балбан-ю. Их залегание в ядре синклинали непосредственно на каменноугольных отложениях, а также литологическое сходство с западными аналогами, от которых они отличаются лишь несколько большим метаморфизмом, указывают, что, по-видимому, нет оснований считать эти отложения аллохтонными.

Пермские отложения синклинали Лимбика и Балбан-ю не содержат определимых остатков фауны и флоры, хотя в них часто встречается растительный детритус. Возраст установлен на основании их сходства с охарактеризованными флорой пермскими отложениями более северо-западных районов, в которые они переходят по простиранию, а также с кечь-пельской свитой, пермский возраст которой доказан К. Г. Войновским-Кригер.

Глава III

УСЛОВИЯ РЕЗКОЙ СМЕНЫ ФАЦИЙ ОДНОВОЗРАСТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ УРАЛА

Возможность быстрой смены фаций в горизонтальном направлении теоретически признана сейчас всеми, но все еще недостаточно учитывается при сопоставлении слабо охарактеризованных толщ. До сих пор остается справедливым замечание, когда-то высказанное С. Бубновым в «Основных проблемах геологии». Если мы встречаем рядом две разнородные толщи пород, то невольно склоняемся признать их или различными по возрасту, или хотя и одинаковыми по возрасту, но казавшимися в таком близком соседстве благодаря большим горизонтальным перемещениям (Бубнов, 1934).

Действительно, сближение фациально различных, но одновозрастных комплексов, еще недавно считалось лучшим доказательством крупных горизонтальных передвижек типа шариажей.

В истории геологии Урала есть не мало случаев подобного истолкования сближения в пространстве фациально разнородных комплексов. Лучшим примером может служить тот же Лемвинский комплекс, который К. Г. Войновский-Кригер считал передвинутым с Восточного склона именно из-за того, что на Западном склоне он тесно сближен с фациально совершенно иным комплексом палеозоя (Войновский-Кригер, 1946).

Нередки случаи и стратиграфических сопоставлений, основанием для которых служит только тот же факт сближения фациально разнородных толщ, если они недостаточно охарактеризованы фауной. Так, например, К. А. Львов и А. И. Олли (1935) считали, что силур, нижний девон и часть среднего девона выпадают из разреза в ряде районов Западного склона Урала, исключительно на том основании, что там отсутствуют какие-либо переходные фации, которые с неизбежностью предполагались бы с допущением девонского возраста верхних свит метаморфической серии, при наличии известнякового комплекса тех же отложений на р. Белой, между этими карбонатными толщами и немыми терригенными свитами.

Прочно укоренившееся представление о значительном постоянстве фаций часто заставляет забывать о том, что в настоящее время известно не мало случаев быстрых, а подчас и прямо внезапных фациальных переходов одновозрастных толщ.

Тесное сближение таких пород как известняки, с одной стороны, и песчано-глинистые толщи, —с другой, особенно часто получает неправильное истолкование. Между тем, в настоящее время накопился

большой фактический материал, заставляющий совершенно по-иному смотреть на этот вопрос. Так, уральские геологи много сделали для расшифровки и детального изучения случаев быстрых фациальных переходов, часто служивших, а в ряде случаев и до сих пор служащих источником ошибок.

С. С. Осипов (1933) первый дал подробное и точное описание такого перехода для артинских отложений бассейна р. Юрезани, развитых здесь в двух тесно сближенных фациях — известняковой и глинисто-мергельной. Первоначально считалось, что известняки бассейна Юрезани имеют верхнекаменноугольный возраст, а глинисто-мергельные породы являются более молодыми и залегают на них трансгрессивно.

Как оказалось, в районе Красноуфимска на слоистых известняках верхнего карбона, согласно с ними залегают массивы артинских рифовых мшанковых известняков, с облекающими их неясно слоистыми брахиоподо-мшанковыми известняками. Тела рифов имеют до нескольких сот метров в диаметре и до 100 м мощности. В промежутках между ними, на известняках карбона, залегают зеленоватые мергели и глины с линзами конгломератовидного известняка с аммонеями и иглокожими. Наблюдая край рифа, можно видеть вклинивание слагающих его известняков в окружающие глинистые отложения и, наоборот,— вхождение терригенных пород, в виде быстро выклинивающихся прослоев, в тело рифа. В пределах одного обнажения можно проследить, как пласт известняка переходит в мергель и еще дальше в зеленую известковистую глину.

Уменьшение мощности слоев известняка, вклинивающегося в промежутки между рифами, создает видимость синклинального строения этих промежутков. Выступы рифов и мергельно-глинистые породы, лежащие между рифами, согласно покрываются зелеными известковистыми глинами, с тонкими прослоями мергелей и тонкозернистых песчаников.

Описанные соотношения приурочены к внутреннему приплатформенному краю предгорного прогиба Урала; они наблюдаются только вдоль линии, разграничивающей область развития терригенных фаций артинского яруса восточной окраины Уфимского плато и известняковой фации западных его частей.

К западу от этой линии располагается область развития нормальных слоистых известняков, одновозрастных с рифовыми, но несколько менее мощных. К востоку от нее, напротив, артинские отложения представлены сплошными толщами обломочных пород. Это главным образом песчаники и конгломераты, иногда переслаивающиеся с глинами и мергелями. Мощности в месте непосредственного стока увеличиваются для известковых фаций, представленных рифами, и уменьшаются в песчано-глинистых отложениях. Однако далее к востоку они быстро возрастают, во много раз превышая мощности известняков.

Резкая смена фаций происходит по извилистой, весьма неправильной линии, очевидно, обусловленной древним рельефом. Общее же простирание полосы, в которой происходит смена известняковых отложений терригенными, примерно меридиональное, что обусловлено крупными структурными линиями края Русской платформы.

Принципиально близкий случай наблюдается в Ишимбаевском Приуралье также для артинских отложений; отличием является огромный размер рифовых массивов и более резкое сокращение мощности терригенных отложений в непосредственной близости к рифам (в 10 раз). Однако принципиально соотношение мощностей и фаций остается тем же, что в районе Красноуфимска: на западе развита фация нормальных слоистых известняков, переходящая восточнее в рифовые известняки, мощность которых в несколько раз превышает мощность слоистых.

У подножья рифов одновозрастные отложения представлены толщей терригенных пород, мощность которых здесь очень невелика, но далее к востоку быстро возрастает и достигает значительной величины (Богданов, 1947).

Весьма резкая смена терригенных отложений карбонатными отмечена Д. Г. Ожигановым (1941; 1955) в северной части Зилаирского синклинория, где отчетливо выделяются два типа разреза силурийских и нижне-девонских отложений. На востоке, у подножья Урал-Тау и у массива Крака они представлены преимущественно терригенными породами. На песчаниках и филлитовых сланцах ордовика здесь залегает бетринская свита кремнистых, углистых и глинистых сланцев и кварцевых песчаников с подчиненными прослоями и линзами известняков; в ней присутствуют также основные эффузивы и их туфы. Возраст ее определяется как лудлоу — нижний девон, находками *Monograptus, Conchidium vogulicum* Vern., *C. pseudoknigti* Tshern. в нижних горизонтах, *Karpinskya conjugula* Tschern. и *K. fedorovi* Tschern. — в верхних. Мощность колеблется от немногих метров до 400—600 м.

Выше залегает, местами с размывом, толща глинистых и туфогенных сланцев с подчиненными пачками граувакковых и туфогенных песчаников, с линзами и прослоями известняков — яумбаевская свита (или нижняя подсвита зилаирской свиты). В ее верхней части встречается фауна франского яруса, в частности *Hypothyridina cuboides* Sow., и возраст подсвиты определяется как средний — низы верхнего девона. Мощность колеблется от 400 и до 700 м.

Западный разрез существенно отличается от восточного.

Отложения лудлоу представлены здесь серменовской свитой — доломитами и известняками, с прослоями песчаников в нижней части и банковых известняков в верхней, охарактеризованными *Conchidum vogulicum* Vern. *C.* ex gr. *pseudoknigti* Tschern. и др. Они постепенно сменяют известняки с подчиненными прослоями сланцев и известковистых песчаников, которыми представлены более низкие горизонты верхнего силура. Мощность серменовской свиты около 250 м.

Отложения девона, которые постепенно сменяют известняки лудлоу, представлены главным образом карбонатными породами.

Нижний девон представлен доломитами и мраморизованными известняками с фауной *Karpinskya conjugula* Tschern., *K. fedorovi* Tschern. и др. Выше них залегает горизонт кварцевых аркозовых песчаников и сланцев от 10 до 30 м мощности, хорошо прослеживающейся в пределах района. Мощность нижнего девона 250—300 м.

Средний девон представлен внизу темно-серыми и черными, сравнительно чистыми известняками с *Leperditia barbotana, Atrypa reticularis* Lin, выше которых залегают черные известяки со *Stringocephalus burtini* Defr. Мощность среднего девона 200—220 м.

Верхний девон сложен темно-серыми и светлыми известняками с фауной франского яруса — *Hypothyris cuboides* Sow., и другими, а вверху — разнообразными сланцами с пачками известняков, содержащих *Hyp. cuboides* Sow., *Pugnax acuminata* Mart. Мощность верхнего девона 250—600 м (Ожиганов, 1941; 1955).

Таким образом, на западном крыле Белорецко-Зилаирского синклинория, развиты преимущественно карбонатные отложения верхних горизонтов верхнего силура и девона, соответствующие терригенным отложениям того же возраста, слагающим восточное крыло и центральную часть этой структуры. У западного склона массива Южного Крака карбонатный разрез отделен от терригенного узкой синклиналью, выполненной отложениями зилаирской свиты; расстояние между разрезами редко где превышает 1—2 км.

Резкая смена фаций, наблюдающаяся в исследованном районе Приполярного Урала, в бассейне верхнего течения рек Кожима и Лемвы аналогична в главных чертах упомянутым случаям.

Действительно, как это было указано, отложения значительной

Фиг. 6. Схема распространения фаций среднего и верхнего ордовика, силура и верхнего девона в бассейне верхнего течения рек Кожима и Лемвы.

1 — карбонатные фации Кожимской зоны; *2* — терригенные фации Тисва-изского комплекса.

части силура и девона, от карадока до нижнего девона включительно, представлены в западной части этого района только карбонатными породами. В восточной же части они входят в состав сланцево-кварцитовой тисва-изской свиты. Быть может, той же закономерности подчиняются и верхние горизонты девона. Зоны развития разрезов западного и восточного типов разделены лишь узкой полосой почти меридионального простирания, шириной всего в 2—3 км, тянущейся вдоль восточного крыла современной антиклинали Малды.

Только в этой полосе удается видеть разрез как бы промежуточного типа. Здесь наблюдается вклинивание линз и пачек песчаников и сланцев в карбонатные отложения силурийского и девонского возраста,

а также вклинивание линз известняка в песчано-сланцевые отложения тисва-изской свиты (см. фиг. 6).

Если обратиться к структурным условиям разбираемого района, то можно заметить, что к юго-востоку от зоны развития тисва-изской свиты располагается мощный массив древних гнейсов, который, по-видимому, уже в рифее являлся областью непрерывного поднятия и размыва. Несомненно, поднятия его продолжались и в силуре — девоне, на что указывает сокращение мощностей большинства горизонтов отложений этого возраста, а также и самый факт смены карбонатных отложений терригенными, по мере приближения к осевой полосе Урала, говорящей о существовании там области сноса всей этой массы обломочных пород.

С запада область развития тисва-изской свиты резко ограничивается осевой частью современной антиклинали Малды. По-видимому, эта структура проявлялась как зона длительного поднятия уже в момент отложения тисва-изской свиты. На это указывает, с одной стороны, четкая приуроченность к присводовой части антиклинали узкой полосы смены фаций, которая прослеживается по простиранию на большом расстоянии. Кроме того, влияние этой структуры заметно сказывается на фациях карбонатных отложений силура — девона: вдоль ее крыльев появляются горизонты со следами подводных оползней, вдоль осевой части, несколько восточнее ее, протягивается полоса банково-рифовых известняков лудлова — нижнего девона и т. д.

Таким образом, характер смены фаций в приосевой полосе Приполярного Урала не является случайным. Если самое преобладание обломочных пород в приосевой полосе является следствием длительного поднятия и размыва осевой части Урала, то резкость смены обусловлена продолжительным существованием на ее западном крыле антиклинальной зоны второго порядка, непрерывное поднятие которой создавало как бы барьер, мешавший терригенным осадкам распространяться дальше на запад.

Если обратиться к тектонической обстановке в других приведенных выше случаях резкой смены фаций, то окажется, что она принципиально близка к той, которая имеет место в бассейне Кожима и Лемвы.

Терригенные фации верхнего силура и девона северной части Белорецко-Зилаирского синклинория развиты в приосевой части западного крыла древнего антиклинория Урал-тау, являвшегося в то время зоной длительного поднятия, размыва и сноса (Шатский, 1945). Полоса распространения этих фаций ограничивается с запада крылом антиклинория Яман-тау, являвшегося также зоной поднятия в продолжении разбираемого периода времени и, по-видимому, сыгравшим роль «барьера», преградившего терригенным фациям пути на запад.

В Ишимбаевском Приуралье, как и в районе Красноуфимска, «барьерной» структурой, препятствующей распространению на запад терригенных отложений артинского яруса, по-видимому, послужил длительно существовавший антиклинорий, на восточном крыле которого располагается как Красноуфимский, так и Ишимбаевский районы (Шатский, 1945). Последний находится на крайнем юге антиклинория, уже в области значительного его погружения, чем и объясняются огромные мощности рифовых известняков, отличающие этот район от района Красноуфимска.

Кроме указанных случаев, резкие переходы карбонатных отложений в одновозрастные терригенные на западном склоне Урала отмечены Г. И. Кириченко (1930) для силура Михайловского завода, А. А. Богдановым и Б. М. Келлером (1947) для нижнего и среднего карбона бас-

сейна р. Б. Ик на Южном Урале, В. В. Хоментовским (1952) для нижнего девона в районе широтного течения р. Белой.

В осевой полосе и на Восточном склоне Урала известны чрезвычайно резкие переходы карбонатных отложений уже в терригенно-вулканогенные толщи. Так, в древних свитах Приполярного и Полярного Урала (лангот-юганская свита, сана-изская свита) установлено наличие огромных линз доломитов, нацело выклинивающихся по простиранию.

Достаточное количество случаев резкой горизонтальной смены фаций описано также для отложений других геосинклинальных областей — юра-мел Кавказа, триас южного Тироля, третичные отложения различных частей Альпийской зоны и т. д.

Если учесть, что ни один из указанных случаев не получал сразу правильного объяснения, то нужно думать, что количество таких случаев будет все более и более возрастать.

Таким образом, при геологических исследованиях всегда следует иметь в виду, что близость фациально-разнородных комплексов одновозрастных отложений не может сама по себе служить доказательством значительных горизонтальных перемещений типа шариажей. При выяснении стратиграфической последовательности свит, плохо охарактеризованных фаунистически, для установления их взаимоотношений необходима детальная картировка с учетом возможности резкого и быстрого перехода толщи, выделенной в качестве самостоятельной свиты, в совершенно иную фацию, чрезвычайно на нее непохожую.

Резкие переходы значительных возрастных комплексов из известняковых фаций в терригенные не случайны и, по-видимому, всегда обусловливаются определенной тектонической обстановкой. На Западном склоне Урала в тех случаях, когда эта обстановка достаточно хорошо известна, резкая смена фаций обусловливается наличием между областью размыва и сноса и областью отложения известняков длительно развивавшихся антиклинальных «барьерных» структур, которые и обусловили значительную устойчивость разрезов различных типов во времени и пространстве.

Глава IV

СОПОСТАВЛЕНИЕ СО СМЕЖНЫМИ РАЙОНАМИ

Сравнивая палеозойские отложения бассейна верхнего течения Кожима и Лемвы с одновозрастными толщами смежных участков Западного склона Урала, легко можно заметить, что изменчивый разрез этого района связывает воедино разнородные фациальные комплексы Кожимской и Лемвинской зон Западного склона, не имеющие между собой, казалось бы, ничего общего. Мы кратко рассмотрим здесь палеозойские отложения обеих зон.

ОРДОВИК КОЖИМСКОЙ ЗОНЫ

На всем Западном склоне Приполярного Урала ордовичские отложения залегают с угловым несогласием на древних метаморфических толщах рифея. Нижний ордовик — это грубообломочные породы, конгломераты и кварцитовидные песчаники. Отложения среднего и верхнего ордовика представлены преимущественно карбонатными породами и тесно связаны с силурийскими. В ряде районов между грубообломочными породами низов ордовика и вышележащими известняками, доломитами, карбонатными и глинисто-карбонатными сланцами верхних горизонтов появляется толща вулканогенных пород, иногда достигающая значительной мощности. Эти породы — диабазы, порфириты, альбитофиры, то свежие, то сильно измененные, подчас трудно бывает отличить от более древних, доордовичских, но в настоящее время уже ясно, что они имеют на западном склоне Урала широкое распространение. Однако во многих разрезах вулканогенные породы совершенно отсутствуют, и тогда между нижними и верхними горизонтами ордовика можно порой заметить следы перерыва.

Нижний ордовик

В западной части бассейна Кожима и к югу от него на хребтах Саледы и Обе-из, в бассейнах рек Косью и Вангыра, по данным А. А. Чумакова (1947), Г. А. Чернова (1948) и В. В. Маркина (1956), развит разрез нижнего ордовика, почти аналогичный разрезу хребта Малды. На метаморфических породах рифея с резким угловым несогласием залегает обе-изская свита, представленная светлыми, главным образом розовыми, лиловыми и красными кварцитовидными песчаниками и конгломератами, мощностью более 1000 м.

Кроме ангарелл — *Angarella obrutchewi* Assat., *A. lopatini* Assat., свита содержит в нижней части остатки биллингселл; их присутствие

указывает, что основание кварцитово-конгломератовой толщи может относиться еще к кембрию.

Выше залегает саледская свита — кварцевые песчаники и зеленоватые алевритовые сланцы с прослоями известняков. В ней в большом количестве встречены отпечатки раковин брахиопод, главным образом ангарелл, в том числе *Angarella lopatini* Assat и *A. workutensis* Andreewa, которые переполняют отдельные горизонты свиты. В верхней части песчаники и алевролитовые сланцы обогащаются карбонатным веществом и постепенно переходят в косьюнскую свиту карбонатных пород с фауной среднего и верхнего ордовика.

Г. А. Чернов относит саледскую свиту к аренигу; в схеме В. В. Маркина этой сланцево-песчаниковой толще соответствуют две свиты — O^1_{II} и O^2_{II}, причем верхняя из них отнесена уже к среднему ордовику.

А. А. Чумаков (1947) отмечает появление в ордовике хребта Саледы пачки вулканогенных пород, стратиграфическое положение которой соответствует перерыву в осадконакоплении, отмеченному нами между нижним и средним ордовиком хребта Малды. Он приводит следующий разрез:

	Мощность, м
1. Косослоистые кварциты и кварцито-песчаники с *Angarella lopatini* Assat., *An obrutchewi* Assat. с прикрепленными на них *Orthis* sp.	100 — 150
2. Массивные кварцито-песчаники	400
3. Кварцево-хлоритовые сланцы с единичными экземплярами *Angarella* sp.	350 — 370
4. Песчаники известковистые с большим количеством *Angarella* cf. *mirabilis* Assat.	60 — 80
5. Доломитизированные известняки	10
6. Туфосланцы	17,5
7. Известняки мелкообломочные, розовые, содержащие фауну мшанок из отряда *Trepostomata*, близких (по определению М. И. Шульга-Нестеренко) к *Hallopora, Monotrypa*	150 — 170

К югу от р. Вангыра вулканогенные породы, приобретают в ордовике широкое развитие. По данным М. В. Фишмана (1956) на хребте Сабля на доордовичских породах, представленных филлитовыми, кремнистыми, кварцево-хлоритовыми сланцами, туфосланцами и туфопесчаниками, залегает:

S^1_1 — песчано-конгломератовая свита: розовые, серые, зеленоватые и сиреневые кварцевые песчаники и конгломераты 250—300 м;

S_1^2 — вулканогенная свита: пироксеновые порфириты, полевошпатовые порфириты, диабазовые порфириты, туфы, лавобрекчии.

В нижних горизонтах этой свиты имеются ксенолиты сиреневых песчаников со следами контактового воздействия со стороны вулканогенных пород.

По данным К. А. Львова (1956), вулканогенные толщи характерны для верхней части нижнего ордовика не только Западного склона, но и Осевой зоны Приполярного Урала. К. А. Львов объединяет их вместе с грубообломочными породами в тельпосскую свиту кварцевых и полимиктовых кварцитовидных песчаников и кварцитов, с прослоями филлитизированных глинистых сланцев, кварцевых и полимиктовых конгломератов, содержащих в основании горизонт полимиктовых конгломератов, а в верхней части — покровы диабазов и порфиритов.

Вышележащая хыдейская свита филлитизированных глинистых сланцев с подчиненными прослоями метаморфизованных алевролитов и песчаников, а вверху слюдистых известняков, отнесена К. А. Львовым к среднему ордовику, однако, по всей вероятности, нижние ее горизонты,

содержащие *Angarella* cf. *lopatini* Assat., должны быть отнесены еще к аренигскому ярусу.

Вулканогенные породы, по-видимому, широко распространены в нижней части ордовика Западного склона Урала и южнее. Так, например, в бассейне верхнего течения р. Косьвы, по данным Г. Н. Папулова (1950), развит разрез, напоминающий разрез Сабли. В низах ордовика здесь выделяются:

1. Кедровая свита — кварциты с прослоями кварцевых конгломератов; кварциты серые, светлые и темные, слюдистые; конгломераты с галькой кварцита и жильного кварца, цемент — слюдистый кварцит;

2. Тылайская свита.— Сланцы кварцево-хлорито-слюдяные, зеленовато-серые и зеленые с прослоями мраморизованных известняков; сланцы содержат пластовые залежи основных эффузивов . . . . . до 1000

3. Кырьинская свита — кварциты бесслюдистые, темно-серого цвета, в нижней части переслаивающиеся со сланцами тылайской свиты . . . . . 50—200

На этих породах залегает преимущественно карбонатная толща с фауной среднего и верхнего ордовика.

4. Тыпыльская свита — известняки, в нижней части замещающиеся доломитами, в верхней — песчанистые; известняки темно-серые, доломиты светло- или темно-серые с *Dianulites petropolitana* Dyb., *Sowerbiella antiqua* Hall., *Asahus* ex gr. *expansus* Dalm., *Vellamo verneuili* Eichw.

По данным Г. А. Смирнова (1956), близкий разрез ордовика развит и на Среднем Урале, в пределах Уфимского амфитеатра. На амфиболитах, амфиболо-хлоритовых и кварц-альбит-серицитовых сланцах кембрия (?) залегают:

1. Шунутская свита белых и желтоватых кварцевых песчаников, кварцитов и кварцитовых конгломератов;

2. Шайтанская свита зеленоватых и серых хлорито-серицитовых филлитов, углисто-кварцитовых сланцев, кварцитов и эффузивных кварцевых порфиров;

3. Билимбаевская свита амфиболитов и рассланцованных порфиритов, перекрытых мраморизованными известняками с многочисленными члениками криноидей.

Наконец, аналогом обломочно-вулканогенных толщ нижнего ордовика на Южном Урале является, быть может, машакская (шатакская) свита Горной Башкирии, возраст которой, по наблюдениям автора (Раабен, 1957), является более молодым, чем это считали прежде.

Мы уже отмечали, что вулканогенные толщи нижнего ордовика западного склона нелегко отличить от доордовичских метаморфизованных эффузивов. Поэтому ни один из приведенных выше разрезов ордовика западного склона не получил пока однозначного истолкования в геологической литературе. Многие авторы до сих пор считают, что упомянутые вулканогенные толщи древнее ордовика.

Это находит свое отражение и в сводном стратиграфическом разрезе древних отложений Центральной зоны Вишерского и Печорского Урала, опубликованном К. А. Львовым (1957). В отличие от более ранней схемы того же автора (Львов, 1956) вулканогенные породы исключены здесь из состава тельпосской свиты и, по-видимому, целиком отнесены к доордовичским отложениям.

Значительный интерес представляют с этой точки зрения разрезы ордовика Елецкой зоны Западного склона Полярного Урала, в частности, разрез восточного склона горы Пендирма-пе, на М. Пайпудынском хребте. Автор настоящей работы имел возможность наблюдать его в пологого падающем на восток крыле крупной антиклинали. В едином разрезе там отчетливо выделяются три свиты: обе-изская свита светлых, розо-

вых, серых, лиловатых и зеленоватых кварцито-песчаников с подчиненными пачками зеленоватых и малиново-красных филлитов; малопайпудынская свита темно-серых кварцито-песчаников с подчиненными пачками эффузивных пород измененных порфиритов, диабазовых порфиритов и альбитофиров, иногда содержащая в основании пачку перемытых эффузивов с окатанными гальками розовых кварцитов подстилающей свиты: хантейская свита известняков с мшанками ландейля — карадока в основании.

На южной оконечности Малопайпудынского хребта пачки вулканогенных пород имеют суммарную мощность всего в несколько десятков метров, но к северу быстро увеличиваются в числе и мощности. Их стратиграфическое положение между кварцитово-конгломератовой толщей основания ордовика и фаунистически охарактеризованным средним ордовиком не вызывает сомнений.

На севере Полярного Урала вулканогенные породы приобретают еще более широкое развитие. На серых, розовых, лиловых кварцитовидных песчаниках, конгломератах и сланцах с *Angarella* и *Billingsella* там залегает оченырдская свита основных порфиритов, диабазов, альбитофиров и фельзитов, мощностью до 1000—1300 м. А. М. Иванова и др., (1957) считают, что только нижние горизонты этой толщи имеют нижнеордовичский возраст и что значительная ее часть относится уже к среднему ордовику.

Однако иногда в Елецкой зоне, как и в Кожимской, вулканогенные толщи в разрезе ордовика отсутствуют. Так, в бассейне р. Ельца, на хребтах Енгане-пе и Манита-нырд, по данным М. Н. Парханова (1956) и Г. П. Софронова (1956), нижнему ордовику соответствует манитанырдская свита кварцитов и кварцитовидных песчаников с прослоями конгломератов, алевролитов и глинистых сланцев. Конгломераты содержат гальку подстилающих доордовичских пород, на которых нижний ордовик залегает с резким угловым несогласием. Эта толща непосредственно перекрывается фаунистически охарактеризованными карбонатными породами среднего и верхнего ордовика.

Средний и верхний ордовик

На обломочных или вулканогенно-обломочных породах нижнего, а местами, может быть, и среднего ордовика в большей части Кожимской зоны залегает мощная карбонатная толща среднего и верхнего ордовика, охарактеризованная фауной брахиопод и мшанок.

В западной части бассейна р. Кожима и на р. Косью разрез среднего и верхнего ордовика был описан А. А. и Г. А. Черновыми, А. А. Чумаковым, В. В. Маркиным и другими. Большинство исследователей отмечали постепенный переход между терригенными толщами нижнего ордовика и карбонатными толщами среднего. Однако присутствие в основании известняков обломочных разностей, а также пачки аркозовых песчаников (А. А. Чернов и Г. А. Чернов, 1940; Чумаков, 1947; Г. А. Чернов, 1948), быть может, отражают тот перерыв, который ясно выражен в северной части антиклинали Малды.

Как и в рассмотренном нами выше разрезе, отложения среднего и верхнего ордовика начинаются толщей серых, буровато-серых, желтоватых, реже белых известняков и доломитизированных известняков, с подчиненными прослоями песчанистых известняков, реже известковистых песчаников, а также с пачками глинистых и карбонатных сланцев; породы содержат многочисленные остатки иглокожих, обломки брахиопод, мшанок, остракод, водорослей, нередко встречаются детритусовые разности известняков. Верхняя часть толщи сложена синевато-серыми, толстослоистыми известняками и совершенно лишена прослоев сланцев.

Общая мощность этих горизонтов ордовика превышает 750 м, мощность верхней пачки около 200 м.

Выше залегает свита темно-синевато-серых известняков с черными червеобразными кремневыми стяжениями (амфипорами?), мощностью более 300 м.

Южнее, в бассейне р. Шугора, Т. А. Добролюбовой и Е. Д. Сошкиной (1935), был описан разрез, очень напоминающий кожимский. Аналоги кожимской свиты представлены в южной части белыми и серыми, крупнозернистыми мраморами, местами рассланцованными, с прослойками слюды и хлорита, расположенными по сланцеватости. Над этой толщей залегают темно-серые, зернистые, местами криноидные известняки, участками перекристаллизованные и превращенные в желтоватый мелкозернистый мрамор, а местами — в мягкие известковистые сланцы. Породы пересечены множеством кварцево-кальцитовых жил; на западе они содержат трилобитов: *Asaphus* sp., *Megalaspis* sp., *Conocephalites* sp., на востоке — мелких мшанок, гастропод и цефалопод.

В верхней части разреза хорошо выделяются аналоги усть-зыбской свиты: серые, плотные, крепкие, толстослоистые или тонкорассланцованные известняки; некоторые слои переполнены «ветвистыми тяжами» (амфипоры).

В нижней части карбонатной толщи ордовика наблюдается постепенный переход к «зеленым сланцам», т. е. к вулканогенным породам нижнего ордовика, переход к отложениям силура также постепенный.

Аналоги обеих свит кожимского разреза достаточно четко улавливаются и южнее. В бассейне верхнего течения Ылыча они представлены, по данным В. А. Варсанофьевой (1940), мощной толщей известняков с подчиненными прослоями сланцев. В основании разреза известняки серые, иногда рассланцованные и серицитизированные, внизу немые, выше содержащие остатки цистоидей, криноидей, мшанок и табулят.

Выше развиты светлые известняки, переходящие в серицитово-известковистые сланцы; в верхней части они переслаиваются со светлыми криноидными известняками и серыми доломитами.

На светлых известняках залегают темно-серые, на выветрелых поверхностях голубоватые или сизые рассланцованные известняки и углисто-известковые сланцы; в их нижней части найден *Dianulites petropolitana* Dyb.; в верхней части отдельные прослои содержат на выветрелых поверхностях «рельефные», ветвистые узоры (по-видимому, амфипоры).

Общая мощность карбонатной толщи ордовика превышает здесь 3000 м, переход к вышележащим слоистым доломитам силура постепенный.

ОРДОВИК ЛЕМВИНСКОЙ ЗОНЫ

По всему бассейну р. Лемвы, как и в рассмотренной выше южной его части, отложения ордовика представлены филлитовой и кача-мылькской свитами. Облик обеих свит сохраняется здесь почти неизменным.

Для филлитовой свиты наиболее характерны зеленые и красно-лиловые глинистые сланцы. В одних районах преобладают зеленые, в других — лиловые разности. По данным А. Д. Миклухо-Маклая, лилово-красная окраска пород повсеместно, как и в бассейне р. М. Надоты, обусловлена присутствием мелкораспыленного гематита и гидрогематита.

Кроме красных и зеленых разностей сланцев, наблюдаются также темно-серые углистые разности, серые и желто-зеленые глинистые, кремнисто-глинистые, кремнистые и плотные кварцитовидные разности. В южной и северной части бассейна Лемвы им иногда подчинены прослои и линзы зеленоватых и лиловатых алевролитов и мелкозернистых

песчаников. А. Д. Миклухо-Маклай находит, что в составе филлитовой свиты очень значительная роль принадлежит вулканогенным породам и часть сланцев, считавшихся осадочными, в значительной степени являются вулканогенными или содержат туффитовый материал. Степень метаморфизма пород филлитовой свиты с запада на восток резко возрастает.

С типичными филлитами филлитовой свиты тесно связана харбей-шорская толща или фация. Она представляет собой тесное переслаивание зеленых глинисто-хлоритовых сланцев и алевритов зеленого и салато-зеленого, реже серо-зеленого и стально-серого цвета. Встречаются как массивные, так и слоистые разности.

Под названием кача-мылькской свиты К. Г. Войновский-Кригер выделил свиту известковистых алевролитов, «петельчатых» известняков и кварцитовидных песчаников ордовичского возраста. Особенно характерны для нее «петельчатые» известняки. Они обычно сильно глинисты или песчанисты, иногда доломитизированы. Чистые разности встречаются редко. Цвет их желтый или серый. Известняки подчинены в количественном отношении зеленым и серым полосчатым, часто известковистым алевролитам, слагающим основную массу свиты. Довольно широко распространены мелко- и среднезернистые кварцитовидные зеленоватые и серые песчаники, реже встречаются сланцы глинистые, углисто-глинистые и кремнистые. Породы кача-мылькской свиты содержат довольно обильную фауну нижнего и среднего ордовика: *Clitambonites* sp., *Rafinesquina* sp., *Platystrophia* sp., *Patella* sp., *Asaphus platyurus* Ang, *Ampyx* cf. *nasatus*, *Paurortis parva* Pand, *Asaphus* sp., *Megalaspis* cf. *akutilobata* Ang., а также Strophomenidae.

К. Г. Войновский-Кригер считает, что кача-мылькская свита в основном моложе филлитовой. Он определяет ее возраст как верхи нижнего, средний и верхний ордовик (аренниг, ландейль, карадок). Харбей-шорская фация замещает, по его мнению, как филлитовую, так и кача-мылькскую свиты, с которыми связана переходной пача-шорской фацией. А. Д. Миклухо-Маклай считает, что харбей-шорская толща представляет собой особую свиту, залегающую стратиграфически выше филлитовой и ниже кача-мылькской свиты.

К северу от р. Лемвы, в левобережной части бассейна Ельца, а также в бассейне верховьев Соби филлитовые толщи нижнего ордовика фациально замещаются кварцито-конгломератовыми толщами. Непосредственный переход между ними наблюдался автором, а позже — А. Д. Миклухо-Маклаем на хребте Падь-яха-мусюр. Пестрые и красные сланцы вытесняются здесь из разреза породами, совершенно сходными с породами обе-изской свиты.

Кроме филлитовой и кача-мылькской свит, в Лемвинской зоне к ордовику должны быть, вероятно, отнесены нижние горизонты харотской свиты.

СИЛУР КОЖИМСКОЙ ЗОНЫ

Среди силурийских отложений Кожимской зоны Западного склона Урала повсеместно могут быть выделены три характерные толщи, аналогичные, в какой-то мере, трем свитам лимбикского разреза: свита слоистых известняков (нижнелимбикская свита); брекчиевидных известняков с пентамеридами и табулятами (верхнелимбикская свита); и свита массивных и слоистых известняков с брахиоподами и кораллами лудлоу (правобережная свита).

Обзор этих свит удобнее всего начинать с бассейна среднего течения р. Кожима.

Свита слоистых известняков (нижнелимбикская свита). По данным Г. А. Чернова в среднем течении Кожима и на хребте Саледы развит следующий разрез силура:

	Мощность, м
Темно-серые известняки и доломитизированные известняки, внизу с червообразными кремневыми стяжениями	около 500
Светло-серые и желтовато-серые известняки и доломитизированные известняки с *Columnaria williamsi* Sh. *Streptelasma wittardi* Smith (свита S_2^2)	около 200

Низы первой толщи представляют собой ничто иное, как усть-зыбскую свиту (амфипоровые слои). Верхняя часть, лишенная амфипор, как и вторая толща светлых плитчатых доломитов, прямо прослеживается в район верхнего течения р. Кожима: они описаны выше под названием первой и второй подсвит нижнелимбикской свиты.

Далее к югу, в бассейне р. Косью, по данным А. А. Чернова и Г. А. Чернова (1940) развит следующий разрез:

	Мощность, м
1. Темно-серые доломиты с «червячками» (амфипоры) . . .	более 300
2. Доломитизированные известняки, темно-серые и черные .	более 50
3. Темно-серые доломитизированные известняки, в верхней части — доломиты; содержат остатки фавозитид	более 250
Пробел около 350 м.	
4. Темно-серые брекчиевидные известняки	

А. А. Чернов и Г. А. Чернов отметили тождество нижних толщ силура Кожима и Косью. Пробел в обнажениях не позволяет удостовериться в присутствии здесь также и второй подсвиты нижнелимбикской свиты.

В бассейне рек Щугора и Подчерема эта нижняя свита силура не отделена работавшими здесь геологами от амфипоровых слоев, и имеет, повидимому, меньшую мощность.

По данным Е. Д. Сошкиной и Т. А. Добролюбовой (1935), в восточной части бассейна над толщей ордовичских известняков аналогами кожимской свиты залегают:

	Мощность, м
Известняки серые, плотные, крепкие, толстослоистые, тонкорассланцованные; некоторые их слои переполнены «ветвистыми тяжами» амфипоры	более 150
Черные известняки с многочисленными, плохо определенными *Pentameridae*, характерными для вышележащей свиты,	

Еще южнее нижняя свита выделяется В. А. Варсанофьевой (1940) в бассейне Верхней Печоры и Ылыча. Здесь наблюдается следующий разрез:

	Мощность, м
1. Темно-серые, на выветрелых поверхностях голубоватые или сизые, рассланцованные известняки и углисто-известковистые сланцы; в верхней части наблюдаются рельефные ветвистые узоры на поверхностях некоторых слоев (по-видимому, амфипоры) . . .	3000
2 Серые, кристаллические, тонкозернистые известняки с гастроподами, переслаивающиеся со светлыми, более крупнозернистыми доломитами.	
3. Тонкозернистые, лиловато-серые, мелкокристаллические известняки, в которых переслаиваются пласты, с разрезами гастропод и двустворок *Megalodon* (?)	—

В этих породах найден *Pentamerus* sp. ландоверского типа.

В. А. Варсанофьева условно относит эти толщи к лландовери.

Интересно, что в восточной части района в нижней толще силура появляются породы терригенного происхождения — темно-серые, углисто-известковые, очень тонкозернистые сланцы и рассланцованные известняки, с характерным сизым оттенком.

Как и везде на Западном склоне, толща покрывается свитой брекчиевидных известняков с пентамеридами.

Свита брекчиевидных известняков (верхнелимбикская свита). В среднем течении Кожима и на хр. Саледы, как и в синклинали Лимбика, над светлыми плитчатыми известняками, по данным Г. А. Чернова и В. В. Маркина, залегают:

	Мощность, м
1. Брекчиевидные известняки с *Favosites и Halysites*, часто битуминозные, с густой сетью кальцитовых прожилок	150
2. Серые и темно-серые известняки с Crinoidea.	120
Известняки содержат *Actinostroma* cf. *soshkini* Riab, *Stromatopora* cf. *tipica* Ros., *Clathrodictyon cylindrformis* Riab., *Conchilires* sp.	270

Аналогичные породы выходят, по данным А. А. Чернова и Г. А. Чернова, и на р. Косью, после большого пробела в обнажениях, о котором говорилось выше:

	Мощность, м
Темно-серые доломитизированные известняки, тонкослоистые, битуминозные, рифовые, с кальцитовыми «глазками», с органическим веществом, со стяжениями кремня — криноидные, брекчиевидные, с кальцитовыми прожилками. Из фауны определены *Actinostroma* cf. *soschkini* Riab., *Stromatopora* cf. *tipica* Ros., *Clathrodictyon cylindroformis* Riab.	более 200

Как и на р. Кожиме, толща условно отнесена к уинлоку А. А. Черновым, Г. А. Черновым и другими.

Та же свита прекрасно прослеживается и южнее, в бассейне рек Щугора и Подчерема, где, по данным Т. А. Добролюбовой и Е. Д. Сошкиной, развиты:

	Мощность, м
1. Доломиты черные, зернистые, углистые, большей частью толстослоистые и массивные, с характерной брекчиевидной текстурой. В нижних слоях содержат фауну неопределимых Pentameridae и одиночных кораллов типа *Pseudoomphyma*, а в верхней части *Clathrodictyon* ex gr. *vesiculosum* Nich. and Mur., *Cl. kirgisicum* Riab., *Cl.* sp., *Beatricea* sp., *Amphipora* sp., *Favosites* ex gr. *aspera* d'Orb. В южной части — крупнозернистые *Favosites* sp. и *Halysites* sp. .	более 100

Наконец, в бассейне рек Печоры и Ылыча развита та же толща, представленная на западе исключительно одними известняками: лиловато-серые, мелкокристаллические слоистые известняки, содержащие многочисленные разрезы *Pentamerus* уинлокского типа и гастропод, местами с псевдостроматопоровой структурой, мощностью более 40 м.

В восточной полосе эта толща также хорошо выделяется; это черные и темно-серые слоистые кристаллические доломитизированные известняки и доломиты, часто с характерной брекчиевидной структурой, иногда с желваками черного кремня. Им подчинены массивные рифовые доломитизированные известняки с *Halysites* и *Favosites*. В черных известняках часто встречается множество неопределимых Pentameridae; мощность толщи 200 м (Варсанофьева, 1940).

Свита массивных и слоистых известняков с брахиоподами и кораллами лудлоу (правобережная свита). Вышележащая толща повсеместно соединена со свитой брекчиевидных известняков незаметным переходом.

В среднем течении Кожима и на хребте Саледы (Г. А. Чернов, М. А. Чумакова и В. В. Маркин) серые известняки с Crinodea незаметно переходят в породы вышележащей свиты — в белые или желто-серые доломиты и доломитизированные известняки, в верхней части — кремнистые, содержащие отдельные пачки черных сланцев с фауной: *Meristella circee* Barr., *Lyssatrypa linguata* Buch., *L. phoca* Salt., *L.* cf. *scheil*

Holt, *Spirifer* ex gr. *crispus* K., *Sp.* cf. *parvulus* Tsch., Sp. *elevatus* Dalm., Sp. *modestus* Hall., Sp. *striatissimus* Holt., *Schuchertella* cf. *interstriata* Hall. var. *sinuata* Holt., *Camarotoechia leichfieldensis* Schuch. var *ungurtata* Holt., *Dalmannella* sp., *Delthyris* sp.

В верхних слоях свиты встречены *Atrypa* cf. *reticularis.*, *Favosites gothlandicus* Lam., *F. jermolaevoi* Tschern., *F. russanovi* Tschern., *F.* ex gr. *hyperboreus* Tschern., *F.* ex gr. *forbesi.*, *F. hisingeri* M. Edw., *Syringopora spinosa* Tschern., *S.* cf. *schmidti* Tsch., *Aulopora plicata* Tsch., *Thamnopora vogulensis* Tach., *Pachypora* sp., *Alveolites* sp.

В самой верхней части свиты встречается нижнедевонская форма *Favosites tarejensis*. Последние 60 м лишены фауны и покрываются, по данным В. В. Маркина, песчаниками эйфельского яруса, залегающими трансгрессивно.

Та же толща, хотя и несколько хуже охарактеризованная фауной, прослеживается и в бассейне р. Косью (хр. Южные Саледы). Над брекчиевидными известняками второй свиты здесь выходят (А. А. Чернов и Г. А. Чернов, 1940):

	Мощность, м
1. Известняки и доломитизированные известняки, синевато-серые и серые с *Favosites* ex gr. *forbesi*	более 400
Перерыв до 400 м.	
2. Желтовато-серые, тонкослоистые доломитизированные известняки и темно-серые известняки, частью брекчиевидные, содержащие *Favosites, Pachypora, Alveolites, Leperditia*	80
Перерыв до 800 м	
3. Слои со *Stringocephalus burtini*	—

Литологически несколько отличается от приведенных разрез бассейна Щугора, в котором, в верхней части толщи известняков с типичным комплексом брахиопод, появляются и сланцы. По данным Е. Д. Сошкиной и Т. А. Добролюбовой здесь, над брекчиевидными известняками подстилающей толщи обнажаются:

	Мощность, м
Известняки плотные, равнослоистые, с ленточной текстурой, немые	около 250
Известняк тонкослоистый, переходящий в известково-серицитовые или слабо-глинистые сланцы, содержат фауну, характерную для верхней части верхнего силура: *Protathyris didyma* Dalm., *Meristella* cf. *circee* Barr., *Spirifer elevatus* Dalm., *Favosites gothlandicus* Lam., *F. alveolaris* Lonsd., *Syringopora reticulata* Goldf., *S. fascicularis.* Link., *Clathrodiction* ex gr. *vesiculosum* Nich. and Mur., *Actinostroma* ex gr. *intertexius* Nich.	не менее 100

Вышележащие породы литологически и фаунистически близки к силурийским. Однако они содержат уже и нижнедевонские формы. Таким образом, переход к нижнему девону совершенно постепенный.

В бассейне Ылыча, по данным В. А. Варсанофьевой (1940), над слоями с неопределимыми пентамеридами залегают:

	Мощность, м
1. Светлые, белые, массивные, мраморовидные, известняки, характеризующиеся обилием колоний мелкоячеистых табулят . .	—
2. Мощная толща светло-серых, массивных, мраморовидных кристаллических известняков, характеризующихся обилием остатков криноидей, наличием псевдостроматопоровой структуры, отсутствием крупных двустворок и многочисленных гастропод, характеризующих более низкие горизонты верхнего силура; содержат фауну лудлоу: *Conchidium* sp. лудловского типа, *Lissatrypa linguata* Buch., *L. kuschvensis* Tschern., *Brooksina* aff. *alaskensis* Kirk., *Gypidula procerulea* Barr., *Bellerophon* sp. Большинство этих форм характерно для лудлоу	около 500

В восточном направлении в разрезе появляются толщи сланцев и сланцеватых известняков:

1. Известковистые и углисто-известковистые сланцы, или рассланцованные известняки с характерным сизым оттенком, в которых встречены: *Favosites gothlandicus*, Lam., *Favosites* sp., *Halysites* sp., *Syringopora* sp.

2. Черные и светло-серые известняки и сланцеватые серые известняки с *Conchidium vogulicum* Vern., *Conchidium* sp., *Bellerophon uralicus* . . . . . .

5. Светло-серые массивные доломиты с *Alveolithes* и *Heliolithes*.

Появление сланцевых толщ прослеживается и здесь с приближением к осевой полосе.

Таким образом, на всем Западном склоне Приполярного Урала развит однотипный разрез. Три свиты, на которые подразделяется здесь силур, прослеживаются вдоль всего Западного склона. Это те же свиты, которые наблюдались в синклинали Лимбика, т. е. свита слоистых известняков (нижнелимбикская свита), свита брекчиевидных известняков (вехнелимбикская свита) и свита массивных и слоистых известняков (правобережная свита).

Основание силура подстилается толщей серых и темно-серых известняков, переполненных проблематическими органическими остатками, в виде цилиндрических ветвящихся палочек (амфипоры?), которые разными исследователями называются по-разному, но сходны во всех описанных разрезах.

Выше, незаметно сменяя их, залегает толща слоистых, иногда плитчатых известняков и доломитизированных известняков, с бедной фауной. Большинство исследователей относит толщу к ландовери, с одной стороны, на основании ее положения в разрезе, с другой — на основании немногочисленных находок фауны *Columnaria williamsi* Sh., *Streptelasma wittardi* Smith. (Г. А. Чернов) и *Pentamerus* sp. лландоверского типа (В. А. Варсанофьева). Напомним, что находка в самом основании свиты *Plasmoporella*, характерной для боркгольмских слоев, говорит о том, что фактически граница ордовика и силура проходит внутри этой свиты.

Обычно толща может быть подразделена на две подсвиты — темных известняков и светлых известняков, соединенных постепенным переходом.

Отложения нижнелимбикской свиты покрываются повсеместно горизонтом, исключительная характерность которого отмечалась уже В. А. Варсанофьевой.

Это темно-серые или черные слоистые известняки и доломитизированные известняки, очень часто брекчиевидные, переполненные остатками плохой сохранности пентамерид «уинлокского» или «лландоверского типа, в том числе *Pentamerus* ex gr. *borealis* Eichw. Нижняя граница четко намечается появлением в массовом количестве перекристаллизованных остатков пентамерид или табулят.

Кроме неопределимых ядер и перекристаллизованных остатков пентамерид, в свите встречаются: *Favosites* ex gr. *aspera* d,Orb., *Favosites* sp., *Halysites* sp., *Actinostroma* cf. *soshkini* Riab., *Stromatopora* cf. *typica* Ros., *Clathrodyction cylindroformis* Riab., *Clathrodyction* ex gr. *vesiculosum* Nich. and Mur., *Beatricea* sp., *Amphipora* sp., *Conchilires* sp.

Выше перекристаллизованные остатки фауны становятся все реже, и свита брекчиевидных известняков незаметно и постепенно уступает место массивным и слоистым известнякам верхней свиты.

Несколько дополняя фаунистическую характеристику двух нижних свит, укажем, что М. А. Чумакова, объединившая их вместе с амфипоровыми слоями в единую, так называемую нижнекожимскую свиту, приводит следующий общий список найденной фауны, имеющей в общем ландоверско-уинлокский возраст: *Palaeofavosites alveolaris* Goldf., *P.* ex gr. *anikeevi* Tschern., *Palaeofavosites* n. sp., *Favosites* ex gr. *gothlandicus* var. *nikitini* Tschern., *F.* ex. gr. *fungites* Sokol., *F.* cf. *sabysykuterus*

Buch., *F. hisingeri* M. Edw., *Stromatopora* ex gr. *uralica* Riab., *Str. typica* var. *cylindrica* Riab., *Heliolites interstinctus* L., *Pholidophyllum fasciculare* Soschc., *Propora* cf. *americana* M. Edw. et H., *Pentamerus* ex gr. *lion* Sow.

Залегающая выше правобережная свита литологически менее однообразна.

Она представлена как слоистыми, так и массивными известняками, доломитами, доломитизированными известняками, иногда даже с прослоями глинистых, известковистых или углистых сланцев; особенно характерны для нее светлые, серые, белые или желтоватые массивные разности известняков и доломитов. Свита лучше охарактеризована фауной, чем подстилающие горизонты силура, и содержит ряд форм, типичных для лудлоу. По данным ряда исследователей, в ней встречены *Conchidium vogulicum* Tsch., *Conchidium* sp. *Brooksina* aff. *alaskensis* Kirk., *Gypidula procerules* Barr., *Protathyris didyma* Dalm., *Meristella circee* Barr., *Lyssatrypa linguata* Buch., *L. phoca* Salt., *L.* cf. *scheil* Holt., *L. kuschvensis* Tschern., *Spirifer* ex gr. *crispus* K., *Sp.*, cf. *parvulus* Tsch., *Sp. modestus* Hall., *Sp. striatissimus* Holt., *Sp. elevatus* Dalm., *Schuchertella* cf. *interstriata* Hall. var. *sinuata* Holt., *Camarotoechia leichfieldensis* Schuch. var. *ungurtata* Holt., *Dalmanella* sp., *Deltyzis Atrypa cf. reticularis* L., *Favosites gothlandicus* Lam., *F. jermolaevci Tschern.*, *F. russanovi* Tsch., *F. alvaeolaris* Lonsd., *F.* ex gr. *hyperboreus* Tsch., *F. hisingeri* M. *Edw. F.* ex gr. *forbesi.*, cf. *schmidti* Tsch., *Sirinopora spinosa* Tsch., *S. reticulata* Coldf., *S. fascicularis* Ling., *S.* cf. *Schmidti* Tsch. *Aulopora plicata* Tsch., *Thamnopora vogulensis* Tsch., *Pachypora* sp., *Alveolites* sp., *Clathrodiction* ex gr. *vesiculosum* Nich., and Mur., *Actinostroma* ex gr. *interstincta* Nich., *Halysites* sp., *Heliolithes* sp., *Bellerophon uralicus.*, *Bellerophon* sp.

Вверх правобережная свита постепенно переходит в нижнедевонские отложения, представленные то известняковыми, то сланцево-известняковыми фациями. Во всех случаях переход от силура к девону незаметный и постепенный.

Граница между верхним силуром и девоном проходит, возможно, внутри свиты, на что указывает находка в самых верхних ее слоях *Favosites tarejensis* Tschern., характерного для нижнего девона Новой Земли.

Недостаточно четкая фаунистическая характеристика не позволяет считать, что выделенные три свиты соответствуют трем ярусам верхнего силура, как это иногда условно принималось отдельными исследователями для изученных ими районов. Лучше всего охарактеризована верхняя свита, содержащая много типично лудловских форм и относящаяся, вероятно, в значительной степени к лудлоу.

Благодаря своему широкому распространению на всем протяжении Западного склона Приполярного Урала, свиты несколько выходят за рамки чисто местных подразделений, приобретая уже региональное значение.

Далее к северу, на Полярном Урале, карбонатные отложения силура вновь появляются на Западном склоне только на хребте Енгане-пе, почти в трехстах километрах от последних выходов известняково-доломитовых толщ силура бассейна Кожима и Лемвы.

В промежутке между этими выходами известны только отложения харотской свиты, то есть силур представлен в совершенно иных фациях.

На Енгане-пе, по данным К. Г. Войновского-Кригер, снова появляется тип разреза, свойственный Западному склону. Здесь намечаются приблизительно те же толщи, что и на Приполярном Урале, которые, однако, не могут считаться вполне тождественными выделенным там сви-

там. Так, здесь отсутствуют амфипоровые слои, столь характерные для Приполярного Урала. Верхи ордовика представлены здесь темно-серыми доломитами и доломитизированными известняками, тонкозернистыми, иногда слегка глинистыми с *Clitambonites* sp., *Sowerbyella* sp., *Rafinesquina deltoides* Holt., *Strophomena planidorsata* Winch. and Schuch.,*St.* cf. *letha* Traed., Platystrophia (?) sp., *Illaenus* sp.

На доломитах и доломитизированных известняках верхнего ордовика без следов перерыва залегают карбонатные породы силура, внизу литологически совершенно сходные с ними.

К. Г. Войновский-Кригер выделяет здесь три толщи:

Толща слоистых темно-серых известняков

	Мощность, м
1. В их основании залегает пачка толстослоистых темно-серых, плотных известняков с многочисленными колониями мелкоячеистых фавозитид и массой сильно деформированных остатков *Stricklandia*, близких к *Stricklandia lirata* Sow., а также *Clathrodictyon* sp., и др. строматопорами и гастоподами	12
2. Слоистые темно-серые хлорито-глинистые сланцы и рассланцованные глинистые известняки, кверху более чистые и тонкослоистые, с многочисленными, обычно параллельно, расположенными жилками кальцита, содержащие обильные проблематические образования, возможно, деформированные раковины ортоцератитов .	120
3. Темно-серые, слоистые известняки с пропластками и линзами черного кремня; в высыпках встречаются светлые известняки с остатками *Illaenus* sp.	32
4. Темно-серые и черные, неясно слоистые доломитизированные известняки, мощностью	не более 60
Перерыв	150
5. Темные, почти черные тонкозернистые известняки, внизу с прослоями черных сланцев	60

Выше залегает толща, несколько напоминающая верхнелимбикскую свиту.

Толща известняков и доломитов с пентамеридами и кораллами, частью брекчиевидными

	Мощность, м
1. В основании залегают темно-серые известняки, вверху со слоем около 2 метров мощностью конгломератовидного известняка, в известняковых гальках которого виден органогенный детрит; в них встречается множество пентамерид, в том числе крупные, гладкие *Pentamerus* sp., а также колониальные кораллы и мелкие *Leperditas* sp.	65
2. Выше залегают массивные и толстоплитчатые известняки с «петельчатой» поверхностью выветривания. Верхняя часть разреза сложена неслоистыми, массивными доломитами. В нижней части они сильно трещиноваты, местами слоисты, мелкозернисты, светло-желтого и серого цвета. В них встречена фауна *Cystiphyllum, Stromatopora, Favosites* sp., *Alvoeolites* sp., гастроподы [*Euomphalus* (?) *Murchisonia* (?)] ортоцератиты, стебли криноидей.	

К. Г. Войновский-Кригер относит эту толщу к уинлоку. Породы залегающей выше толщи, по-видимому, незаметно сменяют эти породы, будучи сходны с их верхними горизонтами. Они содержат уже фауну лудлоу.

Толща массивных известняков и доломитов с брахиоподами лудлоу.

	Мощность, м
S_2 1. Толща представлена чистыми, массивными, серовато-желтыми, серыми, чуть желтоватыми доломитизированными известняками и серыми, до светло-серых кристаллическими известняками, среди которых встречаются пестрые, серые с желтым разности; Толща	

содержит фауну: *Pentamerus magnus* Chod., *Brooksina* cf. *striatula* Eichw., *Lissatrypa linguata* Barr., *Spirifer* cf. *pentameriformis* Tsch., *Atrypa* cf. *marginalis*, *Pentamerus* pl. sp., *Cyrtina* sp. *Reticularia* sp., *Orthoceras* sp., ругозы, фавозиты, мшанки. Комплекс в целом указывает на лудлоуский ярус верхнего силура. Выше залегают:

2. Доломиты с гастроподами и пентамеридами, являющиеся фациальным продолжением верхне-силурийских известняков . . — не менее 65

3. Темно-серые известняки и доломитизированные известняки с табулятами, ругозами и брахиоподами . . . . . — не менее 100

Верхние две пачки отнесены К. Г. Войковским-Кригер к нижнему девону. Однако, ввиду того, что фауна *Karpinskya* начинает встречаться только в вышележащей толще, условную границу силура и девона удобнее проводить по их кровле.

НИЖНИЙ ДЕВОН

Нижнедевонские отложения Приполярного и Полярного Урала тесно связаны с верхнесилурийскими. Обычно граница между ними не выражена литологически и приводится по первому появлению девонской фауны.

Для нижнего девона Западного склона Приполярного Урала, как и для силура, характерно преобладание карбонатных отложений. То же относится и к району массива Енгане-пе на Полярном Урале. В бассейне Лемвы и Ельца развиты терригенные отложения, относящиеся к Лемвинскому комплексу К. Г. Войновского-Кригер.

Карбонатные толщи девона Западного склона не везде однородны. Они представлены то массивными, отчасти рифовыми известняками, содержащими фауну *Karpinskya*, тесно связанными со сланцевыми толщами, то слоистыми битуминозными известняками и доломитами.

Разрез первого типа развит на юге Приполярного Урала, в бассейне р. р. Ылыча и Печоры. По данным В. А. Варсанофьевой, здесь развиты:

		Мощность, м
D_1	1. Глинисто-филлитовые сланцы, в нижней части — с прослоями и линзами известняка, в верхней — с редкими прослоями песчаника; толща содержит: *Karpinskya fedorovi* Tsch., *Wilsonia princeps* var. *psychee* Barr., *Spirifer* cf. *schmidti* Lindstr. (non Stuck), *Atrypa* ex gr. *reticularis* Linn., *At.* cf. *duboisi* Vern., а также колониальных кораллов *Pseudozonophyllum pseudohelianthoides* Scherz.	500
	2. Плотные, светлые, частью массивные кристаллические известняки с фауной брахиопод, кораллов и строматопор *Karpinskya conjugula* Tsch., *Atrypa signifera* Schnur., *Atr. granulifera* Barr., *Atr. arimaspus* Eichw., *Wilsonia princeps* Barr., *Bilobites biloba* Lin., *Retzia haisingeri* Barr. var. *dichotoma* Barrois., *Pentamerus proceruleus* Barr., *Orthoceras* cf. *patronus* Barr., *Cyathophylioides* sp., *Actinostroma hebborense Nich.* var. *calliculata* Nich., *Stromatopora concentrica* Goldf., *Cheirurus sternbergi* Bock., *Stereophyllum massivum* Soschk и *St. floriformis* Soschk. Местами известняки нацело сложены кораллами или строматопорами. *Karpinskya conjugula*, встречающаяся здесь, является груборебристой формой, приближающейся к *K. consuelo* Gort.	около 100
	3. Серые рассланцованные известняки без фауны	около 100
	4. Песчаники, глинистые сланцы, выше — серцитовые сланцы без фауны	100 — 150

Разрез второго типа развит в бассейне р. Подчерема и в южной части бассейна р. Щугора, где он описан Е. Д. Сошкиной и Т. А. Добролюбовой. В его основании залегают, сменяя литологически сходные породы лудлоу:

	Мощность, м
1. Доломитизированные известняки, серые, плотные, разнослоистые, с битуминозным запахом. Местами они переходят в тонкослоистые плитняки и содержат в некоторых прослоях массу мелких брахиопод *Whitefieldella prosseri* Grab., *Spirifer importunus* Barr., а также *Pachypora orthostachis* Pen.: на основании появления в массовом количестве этих характерных форм толща отнесена к нижнему девону, хотя в ней еще встречаются ископаемые верхнесилурийского облика — остракоды *Leperditia tyraica* Schm., *L. phaseola* His., *L. ornata* Eichw., *L. hisingeri* var. *angulata* Lebed. и тонковетвистые амфипоры	120—150
2. Доломитизированный известняк, землистый, темно-серый, псевдобрекчиевидный, с сильным битуминозным запахом . . .	20
3. Доломит темно-серый, белеющий на поверхности, плотный с битуминозным запахом; отдельные слои пропитаны битумом; в пустотах, выполненных кальцитом, нередки включения битума; в верхней части встречаются тонкие прослои глинистых сланцев . . .	125
4. Толща переслаивания кварцитовых песчаников с глинистыми сланцами и темно-серыми, плотными доломитами; песчаники преобладают в верхней части свиты, доломиты—в нижней; толща является переходной к среднему девону, причем переход к преимущественно песчаниковым отложениям эйфельского яруса совершенно постепенный	300—350

Надо отметить, что в северо-восточной части района, на р. Б. Потоке, разрез несколько изменяется; известняки верхней части нижнедевонских отложений переходят в тонкоплитчатые известняково-глинистые сланцы.

Удаленность районов развития описанных разрезов один от другого не позволяет выяснить их структурных соотношений.

Сравнивая оба типа с отложениями нижнего девона бассейна рек Кожима и Верхней Лемвы, можно видеть, что печорский разрез весьма напоминает верхнелемвинский, с его массивными известняками, с фауной *Karpinskya* и мощными линзами песчаников и сланцев тиманского типа.

Если верхние горизонты правобережной свиты западной части бассейна р. Кожима, представленные большей частью слоистыми известняками с пропластками черных сланцев, действительно относятся уже к нижнему девону, то в восточной части бассейна Кожима развит разрез, напоминающий по типу подчеремский.

В таком случае, рифовые известняки и доломиты с пачками терригенных пород приурочены, как и в нижнем лудлоу, к приосевой зоне, уступая на западе место нормально слоистым карбонатным породам.

Нижнедевонские отложения в известняково-доломитовых фациях развиты далее на Полярном Урале, в районе массива Енгане-пе, там же, где и отложения лудлоу, с которыми они тесно связаны. По данным К. Г. Войновского-Кригер, они представлены светлыми доломитами и доломитизированными известняками с *Karpinskya conjugula* Tschern., мощностью 230—250 м.

Терригенные отложения девона, так называемая елецкая свита, развитая в бассейне Лемвы и Ельца, будет описана ниже, как и отложения харотской свиты верхнего силура.

СРЕДНИЙ ДЕВОН

По данным ряда исследователей, среднедевонские отложения Западного склона Приполярного Урала, от верховьев Печоры до бассейна Кожима, подразделяются на две литологически различные толщи,— нижнюю свиту терригенных пород — песчаников и сланцев и верхнюю свиту известняков.

В основании верхней свиты залегает более или менее мощная пачка переслаивания известняков и сланцев, соединяющая обе толщи постепенным переходом.

Описанный выше разрез исследованного нами района хорошо увязывается в общих чертах с другими разрезами Западного склона.

Свита песчаников и сланцев. Эта характернейшая свита всеми исследователями относится к эйфельскому ярусу; характер ее залегания на подстилающих толщах трактуется по-разному. Одни авторы указывают на постепенный переход от нижнедевонских отложений к эйфельским, другие считают более вероятным трансгрессивное залегание этих последних.

На хребте Саледы сланцево-песчаниковая свита эйфеля, по данным В. В. Маркина, залегает на верхних, немых горизонтах правобережной свиты.

Указание этого исследователя на трансгрессивный характер залегания основано на предполагаемом выпадении из разреза нижнего девона. Однако, как уже говорилось выше, это предположение пока нельзя считать доказанным.

На известняках правобережной свиты здесь залегают:

1. Кварцевые песчаники и кварцитовидные песчаники, светло-серые, почти белые, сахаровидные, реже желтоватые и красноватые, содержащие, по-видимому, прослои черных глинистых сланцев, а также известняков и мергелей (эти породы наблюдаются в высыпках); породы содержат лишь неопределимые остатки пелиципод и гастропод; В. В. Маркин считает эту толщу аналогом чусовской свиты. . . . . .

2. Темно-буровато-серые известняки с прослоями мергелей и глинистых сланцев с *Leperditia moelleri* Schmidt, *Productella* ex gr. *subaculeata* Murch. . . . . .

Та же толща прослеживается и в бассейнах рек Щугора и Подчерема, где девонские отложения хорошо изучены Е. Д. Сошкиной и Т. А. Добролюбовой. По данным этих геологов, в основании среднедевонских отложений, соединяя их с подстилающей нижнедевонской толщей, залегает «переходная» пачка: желтовато-серые и бурые, кварцевые песчаники, переслаивающиеся с глинистыми сланцами и темно-серыми доломитами. Стратиграфически выше располагаются кварцитовидные песчаники, желтоватые или красноватые снаружи, светло-серые или розовые внутри, содержащие в верхней части маломощные многочисленные прослои тонкослоистых, буроватых сланцев, с блестящими поверхностями напластования. Мощность этих пород около 250 м.

В западной части мощность толщи достигает по меньшей мере 300 м. Песчаники, то крепкие, кварцитовидные, то более слабые, пористые, зеленовато-серые, белые или красноватые чередуются с глинистыми сланцами, рыхлыми, тонкослоистыми, темно-красными, с яркобирюзовыми прослойками. Пачки песчаников и сланцев чередуются через 10—20 м. Песчаники не везде выдержаны по простиранию, местами они увеличиваются в мощности, местами, напротив, выклиниваются.

Сланцы известковисто-глинистые, с известняковыми линзочками и стяжениями, с фауной брахиопод и кораллов.

Наконец, в бассейне рек В. Печоры и Ылыча, по данным В. А. Варсанофьевой, также наблюдается, по-видимому, постепенный переход от нижнедевонских отложений к песчано-сланцевой толще основания среднего девона.

Типичный разрез эйфельских отложений наблюдался В. А. Варсанофьевой по р. Ылыч, в месте пересечения им возвышенности Ыджедпарма. Здесь развиты кварцитовые песчаники с подчиненными прослоями глинистых сланцев. Песчаники плотные, иногда сливные, кварцитовидные, то образующие мощные пачки, то прослои около полуметра мощности, то тончайшие пропластки. Сланцы мягкие, глинистые, иногда

углистые; они часто содержат септарии, пронизанные кварцевыми жилами, а местами — пулеобразные железисто-глинистые конкреции. В верхней части свиты породы становятся углистыми. Мощность песчаников 200—300 м.

Переход к вышележащей известняковой толще постепенный.

В восточной части бассейна р. В. Печоры свита представлена крепкими белыми кварцитовидными песчаниками и рассланцованными кварцитами.

Таким образом, везде сохраняя терригенный характер, нижняя свита среднего девона представлена то сланцами с песчаниками, то чистыми кварцевыми песчаниками; в некоторых случаях, как, например, в бассейне р. Щугора, отмечена невыдержанность по простиранию пачек песчаников, обусловливающая изменчивость разреза свиты. То же наблюдалось, как мы видели выше, и в бассейне р. Б. Надоты.

Трансгрессивный характер залегания этой свиты не может считаться доказанным. Больше данных говорит в пользу противоположной точки зрения.

Эйфельский возраст свиты, которая не содержит определимых ископаемых, устанавливается по ее залеганию между нижнедевонскими отложениями и сланцево-известняковой пачкой основания вышележащей свиты, содержащей фауну верхов эйфеля — низов живетского ярусов; следует подчеркнуть, однако, что ее границы являются все же литологическими границами, не имеющими точного возрастного положения.

Это особенно следует иметь в виду при прослеживании свиты вкрест простирания структурной зоны и особенно при переходе в другую зону.

Свита известняков. Песчаники и сланцы нижней свиты сменяются вверху пачкой переслаивания сланцев и известняков, иногда с редкими прослоями песчаников, выше переходящей в чисто карбонатные толщи; последние покрываются франскими, обычно также известняковыми отложениями.

В бассейне р. Косью верхняя свита среднего девона начинается следующими породами:

1. Чередованием сизых или темно-буровато-серых известняков, иногда глинистых, с шамозитом и сидеритом и глинистыми сланцами или мергелями, с редкими прослоями кварцитовидного песчаника, в котором встречаются многочисленные *Leperditia* cf. *moelleri* Schm., *Leperditia* sp., а также брахиоподы, в частности *Productella* ex gr. *subaculeata* Murch. Эти слои с остракодами, по-видимому, соответствуют нижней части живетского яруса . . . . . .

2. Известняками тонкозернистыми, местами мелкообломочными, темно-серыми и черными с брахиоподами, строматопорами и кораллами: *Stringocephalus burtini* Defr., *Sieberella acutolobata* Sandb., *Schelwienella umbraculum* Schl., *Denckmanella damesi* Holz., *Paracyclus proavica* Goldf., *Aviculopecten* sp., *Favosites* ex gr. *turbonatus* Bill., *Favosites (Actinopora)* sp. Эта фауна указывает на верхнеживетский возраст содержащих ее пород

Мощность свиты известняков достигает 100 м. Свита покрывается небольшой пачкой немых сланцев и мергелей (по В. В. Маркину, возможных аналогов пашийской свиты), выше которых залегают известняки со *Spirifer murchisonianus* Vern.

В бассейне рек Щугора и Подчерема нижняя «переходная» пачка достигает значительной мощности (Добролюбова и Сошкина, 1935).

Мощность, м

1. Узловатые известково-глинистые сланцы с линзочками и стяжениями темно-серых битуминозных криноидных известняков. В узловатых известковистых стяжениях содержится довольно многочисленная фауна: *Spirifer superbus* Eichw., *Stropheodonta uralensis*

Vern., *Conchidium tennuicostatus* Litu., *Atrypa reticularis* Linn. var. *triangularis* Litw., *Rhynchonella scalensis* Sob., *Athyris patokensis* Lirw., *Dechenella* sp., *Calceola glossophylloides* Soshk., *Glossophyllum dohmi* Wdkd., *Gl. discordeum* Soschk., *Phillipsaster hennahi* Lonsd., *Uralophyllum unicum* Soschk., *Clathrodictyon* sp., *Actinostroma* sp., *Favosites goldfussi* d. Orb. *F. forbesi* Edw., et H. . . . . более 100

2. Сланцы известково-глинистые, темно-серые, снаружи буроватые, грубозернистые, в верхней части с пачкой кварцитовидного песчаника, желтовато-серого, очень крепкого, кварцитовидного. Содержат *Atrypa reticularis* Linn. var. *triangularis* Litw. . . . . 30—40

3. Мергель тонкослоистый, темно-серый, плотный, трещиноватый, с изъеденными поверхностями слоев: содержит *Lithophyllum tabulatus* Wdkd., *L. cylindricus* Wdkd., *Paralithophyllum centrale* Soschk., *Atrypa reticularis* Linn., *A. aspera* Schl., *Schizophoria striatula* Schl. . . . . 30—40

Переходная пачка имеет здесь мощность порядка 200 м. Она включает как эйфельскую, так и нижнеживетскую фауну, в то время как на Косью эйфельские формы в этой толще не были встречены. Верхние горизонты содержат верхнеживетскую фауну.

4. Известняки темно-серые, мелкозернистые, с сильным битуминозным запахом; содержат *Amphipora* sp., *Stringocephalus burtini* Defr., *Atrypa duboisi* Vern., *At. aspera* Schl., *At. reticularis* Linn., *Spirifer urii* Flem., *Sp. superstus* Barr., *Sp. robustus* Barr., *Orthis krotowi* Tchern, *O. macfarlanei* var. *elliptica, O. iowensis* var., *triangularia* Toll., *Clathhrodictyon* sp., *Michelinia sp., Cyathophllum caespitosum* Goldf., *C. vermiculare* Goldf. . . . . 50—60

На этих слоях залегает небольшая пачка немых песчаников, выше следуют известняки, охарактеризованные типично франской фауной.

В наиболее южной части Западного склона Приполярного Урала, в бассейне верхней Печоры, разрез несколько хуже охарактеризован фауной. Здесь по данным В. А. Варсанофьевой на породах нижней толщи, незаметно сменяя ее, залегают:

1. Песчаники и глинистые сланцы, чередующиеся с темно-серыми жилковатыми известняками, частично рассланцованными и переходящими в узловатые известковистые сланцы

2. Известняки тонкозернистые, темно-серые, с жилками кальцита, переслаивающиеся с известковыми сланцами; на р. Шежиме в них появляются прослои песчаников и глинисто-филлитовых сланцев, в сланцах содержатся: *Atrypa reticularis* Lin., *A. aspera* Schl., *Pentamerus galeatus* Dalm., *Dechenella* sp.

Над этими слоями переходного характера залегает толща разнообразных, главным образом органогенных известняков.

3. Известняки тонкоплитчатые, плотные, то лиловато-серые, со светлыми пятнами на изломе, то серые и голубоватые, иногда более темные; содержат *Leperditia* sp., а также *Amphipora ramosa* Phill., *Am. ramosa* var. *minor* Riab.

Эти известняки с остракодами могут считаться аналогами нижнеживетских отложений, а вышележащая толща, возможно, соответствует известнякам со *Stringocephalus burtini* других районов; она представлена, главным образом, кораллово-строматопоровыми известняками.

4. Известняки битуминозные, тонкозернистые, почти черные, отдельные пласты переполнены кораллами и строматопорами с *Cyathophyllum caespitosum* Goldt.

5. Известняки массивные, битуминозные, кораллово-строматопоридовые; *Actinostroma clathratum* Riab., *Parallelopora* af. *capitosa* Goldf.. *Amphipora ramosa* var. *minor* Riab. . . до 100

Граница с верхним девоном совершенно условная и может быть проведена по подошве пачки черных битуминозных немых известняков, покрывающих описанные отложения.

Таким образом, верхняя свита среднго девона везде построена однотипно. Пачка переслаивания известняков с известковыми сланцами, а иногда с глинистыми сланцами и даже песчаниками, залегающая в ее основании, прослеживается по всему Западному склону. Ее мощность варьирует от немногих десятков до двухсот метров (бассейн р. Щугора). Фауна, содержащаяся в ней, свидетельствует чаще всего о верхах эйфеля — низах живетского яруса. Иногда (бассейн р. Косью) она не содержит эйфельских форм.

Верхняя, чисто карбонатная часть свиты обычно содержит уже верхнеживетскую фауну со *Stringocephalis burtini* Defr. Но иногда слои с остракодами представлены известняками, лишенными терригенных прослоев.

Вся свита в целом хорошо сопоставляется со свитой Матя-шор среднего девона исследованного нами района.

ВЕРХНИЙ ДЕВОН

На Западном склоне Приполярного Урала известны как франские, так и фаменские отложения .

Франский ярус

Франские отложения представлены, за редкими исключениями, толщей известняков, чаще всего коралловых, строматопоровых и амфипоровых, весьма напоминающих те, которые развиты в бассейне Б. Надоты.

Особняком стоит разрез бассейна р. Косью, где известен типичный доманик. Граница со средним девоном в этом районе довольно четкая. На известняках живетского яруса, содержащих *Stringocephalus burtini* Defr., здесь, по данным А. А. Чернова, Г. А. Чернова и В. В. Маркина, залегают:

Мощность, м

D^1_3 1. Мергели и глинистые сланцы коричнево-бурые, с прослоями темно-буровато-серых кварцитовидных песчаников, глин и известняков, лишенные фауны; В. В. Маркин считает эту пачку аналогом пашийской свиты.

2. Известняки глинистые, коричневато-серые с *Cyrtospirifer murchisonianus* Vern., *Atrypa* ex gr. *concentrica* Buch., кораллами и остракодами.

3. Известняки темно-серые, битуминозные, тонкослоистые, с *Gephyroceras auritum* Hols., *Gephyroceras* sp., *Tornoceras simplex* Keys., *Manticoceras ammon* Keys., *Manticoceras* sp., *Buchiola tschikaja* B. Nal., *B. schatkovi* Lam., *B. retrostriata* Buch., *Pterochaenia fragilis* Hall., *Chonetes setigera* Hall., *Liorhynchus* cf. *megistanus* de Han., *Atrypa aliensis* Vern., *Spirifer subumbonus* Hall., *Tentaculites tenuicinctus* Roem., *Styliolina fissurella* Hall., *Atrypa uralica* Nal., *Orthis krotovi* Tsch., *Camarotoechia megastoma, Lingula subparallela* Sandb., *Productella sericea* Buch. и др. . . . . .

4. Известняки темно-серые с прослоями черных сланцев.

5. Кремнистые известняки с прослоями черных сланцев с *Posidonia venusta* Munst. Мощность франских отложений 100

В бассейне р. Щугора, за исключением северо-восточной его части, граница среднего и верхнего девона также достаточно резкая. На слоях со *Stringocephalus* там залегает, по данным Е. Д. Сошкиной и Т. А. Добролюбовой:

1. Небольшая пачка немых кварцитовидных песчаников желтовато-серого цвета.

2. Известняки, то темно-серые, мелкозернистые, с ветвистыми мшанками и *Cyathophyllum caespitosum,* то светло-серые, сахаровидные, крупно-зернистые, с отдельными прослоями брахиоподовых известняков, содержащих *Productus meisteri* Petz., *Pr. speciosus* Hall., *P. subaculeatus* Murch, *Athyris globosa* Roem., *Spirifer canalifera*

Nal., *Skinidium moelleri* Tsch., *Reticularia conularis* Grum., *Pugnax triaequalis* Goss., *P. acuminata* Mart., *P. pugnus* Mart., *Atrypa aspera* Schl., *Atr. desquamata* Sow., *Atr. duboisi* Vern., *Atr. reticularis* L., *Pentamerus askinicus* Nal., *Gypidula galeata* (Dalm.), *Schizophoria striatula* Schl., *Streptorhynchus umbraculum* Schl., *Hypothyridina cuboides* Sow., *Liorhynchus pavlovi* Miiska.

3. Известняки темно-серые, массивные, переполненные амфипорами, обычно связаны с мшанковыми известняками слоя. Они содержат *Amphipora* cf. *ramosa* Phill., *Amp.* sp. nov., *Actinostroma clathratum* Nick., *Clathrodictyon tschussovense* Jav., *Cyathophyllum caespitosum* Goldf.

В других случаях эта толща представлена светлыми и темными фарфоровидными известняками, тонкополосатыми, или с темными разводами, кремнистыми, крепкими. В них встречаются лишь отдельные редкие трубочки амфипор. Мощность 180—200 м.

Вышележащие немые доломиты обычно относят к фаменскому ярусу.

Этот разрез резко отличается от разреза бассейна р. Косью отсутствием доманиковых фаций и значительно большей мощностью франских отложений, достигающих здесь, в общей сложности 300—350 м.

В то же время бросается в глаза значительное сходство франских отложений района р. Щугора с разрезом исследованного нами района р. Б. Надоты, где также развиты органогенные известняки, то амфипоровые, то брахиоподовые.

Фациально близкий разрез наблюдался и в бассейне верхней Печоры, где по данным В. А. Варсанофьевой, верхи девона сложены в значительной степени органогенными, чаще всего строматопоровыми известняками:

	Мощность, м
1. Условную границу среднего и верхнего девона можно проводить в основании толщи немых известняков, битуминозных, почти черных, с жилками кальцита	150
2. Выше залегают: известняки темно-серые, почти черные, битуминозные, строматопоровые, из которых определены: *Stromatopora concentrica* Goldf., *Str. glychensis* Riab., *Str. varsanofieva* Riab., *Str. concentrica* var. *calliculata* Nich., *Actinostroma clathratum* Nich. .	10
3. Известняки строматопоровые, по-видимому, переслаивающиеся с темными, сланцеватыми, почти черными известняками, содержащими брахиопод: *Schizophoria striatula* Schl., *Sch. ivanovi* Tschern., *Atrypa reticularis* Linn., *Atr.* aff. *douvillei* Mans., *Atrypa (?) scheimi* n. sp., *Athyris concentrica, Productella subaculeata* Murch., *Pr.* cf. *spinuulicostata* Hall., *Rhynchonella parallelepipeda* Bronn. . . .	25
4. Известняки кристаллические, светло-серые, местами более темные, содержащие *Atrypa aliensis* Vern, *At. duboisi* Vern., *Jubulites* sp., *Cyathophyllum caespitosum* Goldf., *Clathrodiction* sp., *Actinostroma* sp., *Amphipora* cf. *patokensis* Riab., *Clathrodictyon columnare* Nich., *Actinostroma* ex gr. *clathrata, Stromatopora* sp., *Phillipsastrea hennani* Lonsd.	

Более высокие горизонты девона здесь не известны.

Амфипорово-строматопоровые известняки франского яруса района р. Б. Надоты являются, таким образом, довольно типичными для Западного склона Приполярного Урала. Доманиковые фации появляются только в бассейне р. Косью, не прослеживаясь ни к югу, ни к северу от этого района.

Фаменский ярус

Отложения фаменского яруса известны в бассейне р. Косью и южнее, в бассейне Щугора.

На Косью они представлены толщей кремнистых, черных, очень плотных известняков. с большим количеством конгломератовидных прослоев, с кремнистыми конкрециями и пропластками черных сланцев. Толща содержит редких *Cyathophyllum,* а также *Posidonia venusta* Munst.,

Buchiola cf. *retrostriata* Buch., и остракод. Мощность отложений около 150 м.

Эти породы покрываются породами каменноугольного возраста, причем непосредственный контакт не вскрыт.

В бассейне р. Щугора, по данным Е. Д. Сошкиной и Т. А. Добролюбовой, фаменский ярус представлен известняками, в основании содержащими десятиметровый прослой черного, немого доломита. Известняки ясно слоистые, темно-серые, мелкозернистые, крепкие, пронизаны грубой сеткой более светлого окремнелого известняка; мощность их около 250 м. В нижней половине встречаются *Spirifer archiaci* Vern., *Cyrthia murchisoniana* de Kon., *Productus* sp., гастроподы, в верхней — *Clymenia*, *Orthoceras*, строматопоры. Толща незаметно сменяется известняками турне.

Наличие на Западном склоне Приполярного Урала фаменских отложений, соединенных непрерывным переходом как с франскими, так и с вышележащими каменноугольными толщами, говорит в пользу существования верхних горизонтов девона и в исследованном нами районе, где они пока не были установлены.

Только что описанный, довольно однотипный в общем разрез девона не прослеживается севернее бассейна р. Б. Надоты. В южной части Полярного Урала девонские отложения, как и верхнесилурийские, представлены почти исключительно терригенными породами.

СИЛУР И ДЕВОН ЛЕМВИНСКОЙ ЗОНЫ

В разрезе силура и девона Лемвинской зоны преобладают тонкозернистые терригенные породы и почти отсутствуют песчаники, известняки играют подчиненную роль. Силур представлен здесь харотской свитой, девон — лек-елецкой. Эти свиты установлены К. Г. Войновским-Кригер (1946), который изучал их в течении ряда лет.

Харотская свита сложена глинистыми и кремнистыми сланцами, с пачками известняков. Преобладающими в ее составе являются глинистые сланцы. Среди них встречаются: зеленовато-серые глинистые сланцы, блестящие, филлитовидные, всегда первично-слоистые; углисто-глинистые сланцы, черные и темно-серые, листоватые, мягкие, блестящие, с характерной поверхностью выветривания, покрытой корочкой бурого, зеленоватого или рыжеватого цвета; филлитовые сланцы, зеленые или лиловые, иногда малиновые или мясо-красные, иногда стально-серые, блестящие, листоватые; реже встречаются темно-серые и черные разности.

Кроме глинистых, в состав свиты входят кремнистые сланцы, исключительно для нее характерные. Они также имеют несколько разновидностей. Наиболее типичны черные плитчатые кремнистые сланцы, образующие, как правило, пачки, мощностью до несколько метров. Встречаются серые, полосчатые, часто зеленоватые разности и кирпично-красные, иногда переходящие в зеленые глинисто-кремнистые сланцы.

Известняки харотской свиты довольно разнообразны. Широко распространены тонкослоистые перекристаллизованные разности, с тончайшими пропластками серого глинистого серицитизированного материала. Наиболее чистые и светлые их разности содержат в большом количестве стилолин. Кроме того, встречаются «петельчатые» известняки, серые, чаще светлые, слегка голубоватые, плотные. Реже встречаются темно-серые и серые известняки с прослоями, линзами и неправильными включениями черного кремня и темные детритусовые известняки. Из других карбонатных пород в свите изредка наблюдаются доломиты и окварцованные доломиты.

Среди пород харотской свиты наблюдаются небольшие тела порфиритов и кварцевых порфиров.

Для восточной полосы выходов харотской свиты характерно преобладание кремнистых сланцев, филлитов и углисто-глинистых сланцев. К западной полосе ее распространения приурочена и «стилолиновая» фация, для которой характерно сравнительно широкое развитие известняков всех разновидностей.

На крайнем северо-западе, в Ниа-юньской депрессии, харотская свита представлена почти исключительно известняками с подчиненными пачками глинистых и углисто-глинистых сланцев. Здесь намечается переход к карбонатным фациям девона Елецкой зоны.

На р. Харуте (Лемвинской) К. Г. Войновский-Кригер наблюдал уникальный по полноте послойный разрез харотской свиты:

	Мощность, м
1. Кремнистые сланцы, черные, неясно слоистые, с включениями серого известняка	несколько метров
2. Серые известняки с обильными включениями темно-серого кремня	100
3. Серые кремнистые и глинистые сланцы с граптолитами верхнего лландовери (зоны 18—20 Эллис и Вуд)	8
4. Глинистые филлитизированные сланцы с прослоями известняков	50
5. Черные углисто-глинистые сланцы с граптолитами (зона 22)	0 5
6. Мелкопетельчатые песчанистые известняки	20
7. Глинистые сланцы с граптолитами (зоны 26—32)	2
8. Мелкопетельчатые известняки	5
9. Углистые сланцы с граптолитами (зоны 33)	5
10. Россыпь светло-серых петельчатых известняков со стилиолинами	20

Видимая мощность харотской свиты немногим превышает здесь 200 м.

Средняя часть свиты хорошо охарактеризована фауной граптолитов, свидетельствующих о присутствии большинства горизонтов силура, от верхнего ландовери до лудлоу. Мощность этих горизонтов составляет всего 90 м, сокращаясь по сравнению с Кожимской зоной более чем в 10 раз. Малые мощности вообще очень характерны для граптолитовых фаций силура, обычно приуроченных к тектонически опущенным областям, где прогибание не компенсируется осадконакоплением.

Стометровая пачка, подстилающая горизонт с граптолитами верхнего ландовери, не содержит фауны, и нижняя возрастная граница харотской свиты остается неясной. Весьма вероятно, что ее нижние горизонты относятся еще к ордовику.

Харотская свита тесно связана с лек-елецкой свитой девонского возраста.

Во всех контактах с лек-елецкой свитой харотская свита представлена одной и той же фацией — известняками и сланцами со стилиолинами. Характер перехода между этими двумя свитами неясен, но, как указывает К. Г. Войновский-Кригер между ними наблюдается тесная связь, которая проявляется как в частом их пространственном сближении, так и в фациальном сходстве.

Лек-елецкая свита, установленная К. Г. Войновским-Кригер в 1942 г., получила свое название от р. Лек-ельца (бассейн р. Усы). Она распространена там же, где и харотская свита верхнего силура, к которой она весьма близка в фациальном отношении. Как та, так и другая представлена глинистыми сланцами с прослоями известняков. В харотской свите пачки тех и других достигают большей мощности, кроме того, к ним присоединяются кремнистые и углистые породы.

Лек-елецкая свита представлена серыми и темно-серыми глинистыми сланцами, частью филлитами, с огромным числом тонких прослоев плотного, синевато-серого известняка. Глинистые сланцы являются преобладающей породой. Цвет их серый и темно-серый, до черного. Никаких цветных разностей не встречено. Иногда сланцы приобретают слабые синеватые и зеленоватые оттенки; при выветривании они делаются более светлыми, изредка оливковыми, буроватыми, зеленоватыми, розоватыми.

Сланцы обычно мягки, слабо изменены, лишь изредка несколько шелковисты. Иногда они углисты и имеют графитовый блеск, часто тонкоплитчаты, листоваты или пластинчаты. Сланцеватость совпадает со слоистостью и лишь редко сечет ее. Иногда наблюдалась плойчатость. Сланцы содержат одиночные линзы глинисто-известково-алевролитового материала.

Прослои известняков колеблются по мощности от 1 до 5—6 см, иногда до 20 см, достигая в редких случаях 1—2 м; расстояние между ними — от одного до двадцати метров. Местами, как, например, в районе р. Хароты, таких прослоев совершенно нет. Известняки всегда кристаллические, темно-серые, с характерным синеватым оттенком, чрезвычайно крепкие, то чистые, то несколько мергелистые.

Указывают иногда на отсутствие песчаников в породах харотской и лек-елецкой свит. Однако это верно не для всей Лемвинской зоны. В ее наиболее северной части, среди сланцев и известняков лек-елецкой свиты имеются и многочисленные прослои песчаников, как это наблюдалось автором, например, на р. Ельце, в 3 км ниже устья р. Хароты, где в левом берегу обнажаются снизу вверх:

	Мощность, м
1. Сланцы темно-серые, иногда стально-серые, или почти черные, с тонкой, правильной сланцеватостью, почти параллельной слоистости, чередующиеся с пропластками известковистых песчаников, мощностью до 10—15 см.	видимая около 50
2. Выше сланцы сохраняют тот же характер, но песчаники здесь почти не известковистые, их пропластки имеют толщину 1—3 см и разделяются пачками сланцев несколько большей мощности . .	видимая мощность около 100
3. Вверху залегает пачка песчаников; прослои невыдержанной мощности, с линзовидными раздувами, разделены тонкими пропласточками сланцев, появляющихся через 1,5—2 см; поверхность песчаников ржаво-бурая. Местами на ней видны следы фауны (членики криноидей)	несколько десятков метров

Прослои песчаников, иногда даже кварцитовидных, наблюдаются и ниже по р. Ельцу, среди пород лек-елецкой свиты, общий облик которой иногда очень напоминает тисва-изскую свиту Приполярного Урала.

Очень характерны для лек-елецкой свиты кварцево-кальцитовые жилы, секущие как сланцы, так и известняки.

Мощность свиты, как указывает К. Г. Войновский-Кригер, не может быть точно определена, ввиду ее исключительно сильной смятости. Он считает ее никак не менее нескольких сот метров.

Лек-елецкая свита претерпевает заметные изменения в направлении с северо-запада на юго-восток. На северо-западе между хребтами Енгане-пе и Манита-нырд она представлена почти чистыми известняками; юго-восточнее свита обогащается глинистыми сланцами: на юго-востоке, на р. Хароте, она представлена почти одними только глинистыми сланцами. Таким образом, фациальная изменчивость как лек-елецкой, так и харотской свит подчиняется общим закономерностям.

В известняках лек-елецкой свиты содержится фауна, иногда довольно обильная, но обычно плохой сохранности; табуляты, брахиоподы, из которых определены: *Favosites graffi* Pen., *Chaetetes* sp., *Atrypa* cf.

comata Barr., *A.* cf. *desquamata* Sow., *A.* cf. *reticularis* Lin., *A.* cf. *uralica* Nal., *A.* cf. *aspera* Schl., *A.* cf. *bifidaeformis* Tsch., *Carinatina* sp., *Eoreticularia* cf. *pachyrhyncha* Vern., *Sieberella sieberi* Buch., S. *acutolobata* Sandb., *Spirifer* cf. *deflexus* Roem., *Spiriferina* sp., *Pugnax* sp., *Karpinskya* sp., *Lyssatrypa linguata* Buch.

На основании находки *Karpinskya* свита отнесена К. Г. Войновским-Кригер к нижнему девону. Однако общий характер остальной фауны говорит о присутствии и более высоких горизонтов девона, а потому всю свиту в целом следует, по-видимому, относить пока просто к девону.

Резкое фациальное отличие харотской и лек-елецкой свит от обычного карбонатного разреза верхнего силура и девона заставляло считать их чуждыми Западному склону, а корни их, как и всего Лемвинского комплекса, в состав которого они входят, искать далеко на востоке (К. Г. Войновский-Кригер, 1946).

В пользу такого воззрения говорит, казалось бы, и наличие ясно выраженного пологого надвига, местами хорошо обнаженного, как это имеет место, например, в бассейне р. М. Надоты.

Изучение среднепалеозойских отложений северной оконечности Полярного Урала заставляет с особой осторожностью отнестись к вопросу об амплитуде перемещений по этим надвигам.

Нетрудно заметить, что харотская и лек-елецкая свиты, с одной стороны, и бесспорно автохтонная тисва-изская свита — с другой, хотя не являются вполне тождественными, но все же имеют несомненное сходство. Это сходство, еще более подчеркнутое однотипными структурами и характером кварцевых жил, позволяет противопоставлять оба терригенные комплекса карбонатным отложениям остальной части Западного склона и сближает между собой зоны их развития.

Необходимо отметить, также, что отложения тисва-изской свиты в синклинали Балбан-ю перекрываются согласно залегающими на них кремнистыми известняками и плитчатыми кремнями ворга-шорской свиты карбона, типичной для Лемвинского комплекса К. Г. Войновского-Кригер.

Таким образом, представляется весьма вероятным, что харотская и лек-елецкая свиты Лемвинского комплекса являются, как и тисва-изская свита, фацией приосевой полосы Западного склона.

Если терригенные отложения среднего палеозоя характерны для приосевой полосы в целом, то тонкообломочные, кремнистые и глинисто-филлитовые сланцы приурочены к опущенной в настоящее время центральной части Лемвинской зоны; напротив, грубообломочные, песчаные фации приурочены к окраинам двух главнейших областей воздымания Осевой зоны Северного Урала, которые, таким образом, по всей вероятности, служили источником обломочного материала.

Глава V

МОРФОЛОГИЯ СТРУКТУР

Мы уже отмечали выше, что резкое изменение фаций палеозоя на границе приподнятой Кожимской поперечной зоны с опущенной Лемвинской сопровождается и коренным изменением морфологии складчатых структур.

Ниже приводится описание структур северной части Кожимской зоны, рассматривается характер ее южной и восточной границ и ее соотношения со смежными зонами.

КОЖИМСКАЯ ЗОНА

Западное крыло Главного Уральского антиклинория в районе его северного погружения в пределах Приполярного Урала образовано несколькими крупными антиклиналями, разделенными такими же синклиналями.

Все эти складки имеют выдержанное северо-восточное простирание. На широте р. Кожима, в ядрах наиболее восточных из них выходят рифейские отложения, в западных — ордовичские. Таким образом, по мере приближения к осевой части Урала, поверхность древних свит в общем воздымается.

Все складки в северо-восточном направлении испытывают постепенное погружение. Так, на левом берегу Кожима на поверхность выходят рифейские и ордовичские толщи; на его правом берегу развиты уже преимущественно силурийские и девонские породы, которые далее к северу сменяются отложениями верхнего палеозоя.

По данным Г. А. Чернова (1948) и В. В. Меннера, антиклинали Кожимской зоны в пределах наиболее приподнятых и глубоко эродированных частей сложены мощными толщами малопластичных пород, преимущественно кварцитов, и прорваны гранитными интрузиями. Эти антиклинали имеют характер крупных асимметричных сундучного типа складок, осложненных продольными расколами и флексурами. Их восточные крылья, обычно крутые, опрокинутые и разорванные, осложнены крутыми надвигами.

В более молодых и более пластичных породах среднего и верхнего палеозоя, развитых на северном погружении Кожимской зоны, расколы затухают, и складки становятся более спокойными и правильными. Местами, однако, они сильно осложнены мелкой дисгармоничной складчатостью, подчас маскирующей главные элементы структур. Дисгармоничная складчатость всегда связана с появлением в разрезе пластичных сланцевых толщ.

Выше уже отмечалось, что в бассейнах рек Кожима и верхней Лемвы выделяются с запада на восток четыре антиклинали: Обе-из, Саледы, Малды и Сана-из, соответствующие хребтам того же названия. Две первые разделены Ягиней-дурнейюсской синклиналью, выделенной Г. А. Черновым. Далее к востоку между антиклиналями Саледы и Малды располагается широкая сложная синклиналь Лимбика, а между антиклиналями Малды и Сана-из — синклиналь Балбан-ю. Наконец, к востоку от антиклинали Сана-из располагается Верхнекожимская синклиналь, граничащая на востоке со структурами Осевой зоны по надвигу Водораздельного хребта. Мы ограничимся здесь описанием пяти наиболее восточных складок.

СИНКЛИНАЛЬ ЛИМБИКА

Синклиналь Лимбика, как и остальные структуры северной части Кожимской зоны, имеет северо-восточное простирание и погружается к северо-востоку. Она осложнена пятью ясно выраженными более мелкими складками. Здесь выделяются две антиклинали — восточная и западная; последняя может быть названа антиклиналью Хамбол-нырд. Первая отделена от восточного крыла антиклинали Малды небольшой мульдой; между восточной и западной антиклиналями располагается вторая синклиналь — Серединная. Наконец, между антиклиналью Хамбол-нырд и западным крылом атиклинали Саледы располагается еще одна синклинальная складка, которая может быть названа синклиналью Яреней-мыльк. Все указанные структуры имеют северо-восточное простирание, продольное по отношению к главной складке.

В месте пересечения синклинали Лимбика долиной р. Кожима хорошо прослеживается строение ее наиболее южной части. Восточное крыло складки сложено здесь черными и светлыми плитчатыми известняками силура, падающими к северо-западу под углом 65—70°. Местами оно осложнено серией мелких ступенчатых флексур, с простиранием СВ 25°. К югу от р. Кожима восточное крыло синклинали Лимбика сложено уже породами ордовика и имеет пологое северо-западное падение.

Крайней восточной структурой, осложняющей центральную часть синклинали, является небольшая мульда, ширина которой в месте пересечения ее долиной р. Кожима не превышает 2,5 км. В ядре ее выходят черные известняки верхнелимбикской свиты, крылья сложены светлыми плитчатыми известняками нижнелимбикской свиты. Восточное крыло составляет непосредственное продолжение крыла синклинали Лимбика; оно имеет пологое западное падение 270 ∠22° и осложнено несколькими мелкими продольными флексурами. Западное крыло падает к юго-востоку 143 ∠34° и осложнено мелкими складочками в 10—12 м шириной, с осевыми плоскостями, наклоненными к западу. В средней части мульды известняки силура падают на юго-запад 220 ∠20°; таким образом, в отличие от всех других синклиналей этого района, мульда центриклинально замыкается в северо-восточном направлении.

Восточная антиклиналь представляет собой спокойную складку с полого-выпуклым сводом и более крутыми крыльями. Она сложена на крыльях черными плитчатыми известняками основания силура, а в ядре ее выходят амфипоровые известняки верхних горизонтов ордовика. Азимут падения восточного крыла ЮВ 148—158°, причем углы падения по направлению к сводовой части постепенно выполаживаются от 30 до 12°. Свод складки полого-выпуклый, и в его осевой части слои залегают почти горизонтально. Западное крыло имеет азимут падения СЗ 302—310°, постепенно становится все более крутым по мере удаления от осевой части свода и углы наклона слоев возрастают от 7—8° до 40°.

Ширина складки в месте пересечения ее долиной Кожима достигает 3 км.

Серединная синклиналь представляет собой простую, слегка асимметричную складку северо-восточного простирания, отчетливо погружающуюся к северо-востоку. В долине р. Кожима ее ядро сложено массивными известняками правобережной свиты лудлоу. Восточное крыло, составляющее непосредственное продолжение западного крыла вышеописанной антиклинали, сложено светлыми плитчатыми доломитизированными известняками нижнелимбикской свиты, моноклинально падающими сперва на СЗ/318 ∠30°, а далее на СВ 38 ∠16° и 52 ∠10°. Западное крыло, также сложенное породами нижнелимбикской свиты, падающими к ЮВ 98 ∠140°, осложнено мелкими нарушениями: так в 2,5 км ниже устья р. Лимбика наблюдался небольшой взброс, амплитудой всего лишь в несколько метров, с падением поверхности СВ 77 ∠40°.

Антиклиналь Хамбол-нырд наиболее крупная из второстепенных складок синклинали Лимбика. По данным М. А. Чумаковой, юго-западнее р. Кожима в ее ядре выходят нижние горизонты ордовика, слагающие хребет Восточные Саледы, или Хамбол-нырд. В долине р. Кожима ее свод осложнен несколькими второстепенными небольшими, но очень крутыми складочками, в ядрах которых обнажаются амфипоровые известняки усть-зыбской свиты и даже наиболее высокие горизонты кожимской свиты. Складочки слегка запрокинуты на северо-запад и очень полого погружаются в северо-восточном направлении. Восточное крыло антиклинали Хамбол-нырд, сложенное темными и светлыми плитчатыми доломитизированными известняками нижних горизонтов силура, моноклинально падает ЮВ 118 ∠45°. Западное крыло, более крутое, падает к СЗ 318 под углом до 62°.

Таким образом, антиклиналь Хамбол-нырд несколько асимметрична, ось ее слегка наклонена на запад, а шарнир погружается в северо-восточном направлении.

Наконец, синклиналь Яреней-мылык в месте ее пересечения Кожимом достигает 5 км в ширину и сложена на крыльях светлыми плитчатыми доломитизированными известняками нижнелимбикской свиты, а в ядре — более высокими горизонтами силура. Восточное крыло ее является непосредственным продолжением крыла Западной антиклинали и имеет также крутые падения, а западное — сливается с крылом самой синклинали Лимбика. В месте пересечения его долиной р. Кожима падение в плитчатых известняках низов силура ЮВ 118 ∠150°.

Три наиболее западные складки, осложняющие дно Лимбикской синклинали, протягиваются далеко к северу.

В 15 км севернее долины Кожима ядро Серединной синклинали сложено песчано-сланцевой толщей среднего девона, дисгармонично смятой и местами нарушенной расколами. Кварциты и сланцы ядра синклинали слагают невысокую плоскую возвышенность, на которой берет свое начало Трехглавый ручей.

Западнее прослеживается слабо обнаженная полоса силурийских известняков, намечающая здесь положение свода антиклинали Хамбол-нырд. Наконец, ядро западной синклинали также сложено здесь дисгармонично смятой сланцево-песчаниковой толщей среднего девона. Эти породы слагают хорошо выраженную возвышенность Яреней-мальк. Западное крыло синклинали сложено доломитизированными известняками нижнего девона и верхнего силура; оно сливается с крылом синклинали Лимбика.

Еще далее к северу в бассейне р. Б. Надоты хорошо обнажена наиболее глубоко погруженная часть синклинали Лимбика. Ее восточное крыло сложено здесь известняками среднего и верхнего девона и карбо-

на, падающими на СЗ 340° ∠30—35°. Полоса известняков с простиранием СВ 70° протягивается более чем на 10 км. В верховьях оврага Лже-Надота простирание резко меняется на юго-восточное, падение во всех горизонтах известняков приближается к СВ 30 ∠16—20°, и намечается центриклинальное замыкание складки. Ее ядро сложено песчано-сланцевой толщей пермского возраста, смятой дисгармонично по отношению к главной структуре. В то время, как подстилающие известняковые толщи имеют очень спокойное падение, осложненное лишь у горы Олыся небольшим вертикальным взбросом северо-восточного простирания, пермские породы образуют бесчисленное множество мелких резких складочек с осями, большей частью наклоненными к западу, и крыльями, падающими, как правило, к восток-юго-востоку под углом от 20 до 70°. Простирание осей этих складок образует углы до 90° с общим простиранием крыла главной структуры. В пермских породах наблюдаются также небольшие расколы того же простирания, хорошо обнаженные в оврагах, впадающих в р. Б. Надота выше горы Олыся.

В верховьях р. М. Надоты пермские отложения ядра Лимбикской синклинали граничат с ордовиком в лемвинских фациях по надвигу, имеющему здесь северо-западное простирание, поперечное по отношению к общему простиранию складок Кожимской зоны.

АНТИКЛИНАЛЬ МАЛДЫ

Крупная и сложно построенная антиклиналь Малды протягивается через весь изученный район, постепенно погружаясь в северо-восточном направлении. В строении ее участвуют породы всех возрастов, от рифея до перми включительно.

По данным В. В. Меннера, к югу от Кожима в ядре антиклинали выходят метаморфические сланцы рифея, прорванные гранитами и гранодиоритами. Они имеют сложную антиклинальную структуру, причем в западной части выходят наиболее древние свиты. Наблюдается ряд мелких изоклинальных складок северо-восточного простирания. Рифейские породы несогласно перекрыты конгломератами и кварцитами обе-изской свиты ордовика, которая слагает крылья антиклинали Малды, но частично сохранилась и в ее сводовой части. Западное крыло антиклинали круто падает на СЗ 320° ∠60°; восточное крыло нарушено взбросами, по которым породы ядра надвинуты на юго-восток, что придает складке резко асимметричный характер.

Пологий свод антиклинали Малды осложнен продольными флексурами, придающими ему ступенчатый характер. Существование этих флексур, связанных с расколами в толще метаморфических сланцев, определило, в свою очередь, характер северной периклинали кварцитов, которая распадется на три обособленных структурных носа. Наиболее западный из них образует гору Таверну, средний — окончание основного массива хребта Малды и третий, самый меньший, обрывается против устья правого притока р. Балбан-ю — ручья Ворга-шор. Границы между структурными носами соответствуют крупным расколам.

Севернее антиклиналь Малды довольно быстро погружается. Здесь видны два структурных носа, несколько сглаженные по сравнению с более южной частью антиклинали, приподнятой выше и обнаженной глубже, но все же достаточно отчетливые и являющиеся непосредственным продолжением структурных носов, образованных кварцитами нижнего ордовика. Третий, наиболее восточный, почти не выражен в породах верхнего ордовика.

Западный структурный нос обнажается в разрезе долины Кожима между порогами «Волчья голова» и устьем ручья Фыла-шор. Его запад-

ное крыло круто падает на северо-запад под углом 70°. В сводовой части развит ряд мелких асимметричных складок северо-восточного простирания, шириной от нескольких метров до нескольких сот метров; их оси наклонены к северо-западу, и вся структура погружается в северо-восточном направлении. Периклинальное замыкание пород кожимской свиты происходит значительно далее к северо-востоку, в бассейне р. Лемвы.

Напротив, восточный структурный нос погружается на северо-восток сравнительно быстро, и периклинальное замыкание кожимской свиты происходит уже в долине р. Кожима, в нескольких километрах ниже устья р. Балбан-ю. Общее простирание свиты здесь юго-восточное, падение СВ 38—48 ∠22—24°; однако оно замаскировано множеством мелких складок, от нескольких метров до нескольких десятков метров ширины. Все они погружаются в северо-восточном направлении.

Севернее, в бассейне р. Лемвы, антиклиналь Малды построена несколько проще. На широте р. Вост. Табароты ее крылья и свод сложены доломитизированными известняками нижних горизонтов силура. Здесь почти не чувствуется двух структурных носов, которые еще так ясно выражены в породах кожимской свиты; о них говорит лишь слабый перегиб, отмеченный в породах нижнелимбикской свиты ниже устья Вост. Табароты.

Восточное, хорошо обнаженное крыло антиклинали Малды полого падает к юго-востоку под углами 20—25°. Здесь не наблюдается никаких вторичных нарушений, кроме пологих мелких складочек в 1—2 м шириной и 0,1—0,2 м высоты, развитых местами в тонкоплитчатых светлых доломитизированных известняках с пропластками сланцев.

Характер западного крыла в этом поперечном сечении неясен из-за плохой обнаженности.

Далее к северу, ниже устья Трехглавого ручья, сводовая часть и крылья антиклинали Малды сложены массивными доломитизированными известняками свиты Балбан-ю и нижнего девона, периклинально падающими к северо-западу, северу и северо-востоку, по-видимому, без следов каких-либо дополнительных нарушений. Еще несколько севернее, в приустьевой части бассейна р. Б. Надоты, крылья и свод складки образованы сланцами и песчаниками среднего девона и тисва-изской свиты. Мелкая дисгармоничная складчатость, развитая в этих породах, совершенно маскирует здесь элементы главной структуры (см. ниже раздел «Тисва-изский складчатый комплекс»).

Наконец, к северу от Б. Надоты крылья и свод складки сложены известняками девона и карбона. Пологий надвиг, протягивающийся от верховья М. Надоты к устью р. Хоймы, срезает северную оконечность антиклинали.

Как показывает изучение фаций палеозоя исследованного района, антиклиналь Малды имеет длительную и сложную историю; она оказывала большое влияние на геологическое развитие и формирование района в целом, являясь в продолжение большей части палеозоя областью почти непрерывного поднятия.

СИНКЛИНАЛЬ БАЛБАН-Ю

Между антиклиналями Малды и Сана-из располагается синклиналь Балбан-ю северо-восточного простирания. Она была впервые установлена Н. А. Сириным (1945). Однако многие авторы долго продолжали считать ее частью моноклинали западного крыла Сана-из, из-за неправильной датировки слагающих ее ядро карбонатных толщ и опрокинутости южной части складки на восток; наши исследования показали, что в ее

ядре обнажаются здесь фаунистически охарактеризованные породы ордовика и силура (прежде отнесенные к среднему кембрию), а в обоих крыльях — ордовичские кварциты с фауной ангарелл.

Складка очень узка, но резко выражена. В северо-восточном направлении, по мере погружения смежных антиклиналей, она заметно расширяется; значительная часть ее почти совершенно замаскирована дисгармоничной складчатостью Тисва-изского комплекса, и лишь на крайнем севере района четко выделяется центриклиналь, открытая к северо-востоку, ядро которой сложено здесь пермскими, а крылья — каменноугольными отложениями.

В верхнем течении р. Балбан-ю складка имеет всего 1,5, км в ширину. Ядро сложено здесь породами кожимской свиты, крылья — ангарелловыми слоями. Оба крыла падают на СЗ 315 ∠40°, и складка, таким образом, в этом разрезе является изоклинальной и опрокинута на юго-восток.

Далее к северо-востоку осевая линия складки слегка отгибается на восток, и вся структура медленно погружается. Против устья р. Ворга-шора, правого притока р. Балбан-ю, ядро ее сложено рифовыми известняками верхних горизонтов верхнего силура, лежащими почти горизонтально. Западное крыло опрокинуто на юго-восток, причем падение здесь в черных плитчатых известняках лимбикской свиты СЗ 332 ∠45°; на восточном крыле падение в тех же известняках СЗ 318 ∠30°.

Несколько севернее наклон осевой плоскости синклинали меняется на обратный. Уже в полутора километрах ниже устья Ворга-шора, в скалах левого берега р. Балбан-ю, черные плитчатые известняки западного крыла падают на ЮВ 130 ∠65°.

В долине р. Кожима, близ устья р. Балбан-ю, виден весь поперечный разрез синклинали, ширина которой превышает здесь 5 км. Ее западное крыло сложено доломитизированными известняками низов силура и рифовыми известняками свиты Балбан-ю, падающими к ЮВ 117 ∠60—65°. Оно осложнено небольшой, но очень крутой антиклинальной складкой, в ядре которой выходят черные известняки низов лимбикской свиты. Оба крыла имеют юго-восточное падение, западное — ЮВ 112 ∠63°, восточное — ЮВ 108 ∠55°. Складочка является, таким образом, почти изоклинальной. Ширина ее не превышает полукилометра при длине 4—5 км.

На восточном крыле синклинали Балбан-ю, выше устья р. Балбан-ю, сохраняются юго-восточные падения 117 ∠55—113 ∠51°. Крыло нарушено надвигом северо-восточного простирания, поверхность которого падает на ЮВ 113 ∠65°. На рифовые известняки свиты Балбан-ю здесь надвинуты с юго-востока породы кожимской свиты, имеющие почти то же падение — ЮВ 108 ∠58°. К востоку от линии надвига породы кожимской свиты и низов силура образуют ряд небольших продольных складочек северо-восточного простирания, переходящих и на крыло антиклинали Сана-из. Таким образом, синклиналь Балбан-ю здесь опрокинута на северо-запад и осложнена по восточому крылу крутым продольным надвигом, по которому породы взброшены с юго-востока на северо-запад.

К северу от долины Кожима синклиналь в значительной степени замаскирована дисгармоничной складчатостью Тисва-изского комплекса. В разрезах левого берега р. Лемвы можно наблюдать только ее западное крыло, сложенное рифовыми известняками лудлова и нижнего девона, падающими на ЮВ 118—128 ∠50—55°, затем и оно теряется среди изоклинально-смятых сланцев и кварцитов тисва-изской свиты.

Синклиналь Балбан-ю снова отчетливо выражена лишь на крайнем севере района, по р. Лемве, ниже устья р. Парнока, причем в ее ядре

там выходят сравнительно сильно метаморфизованные черные сланцы и песчаники кечь-пельской свиты, а в крыльях кремнистые известняки и плитчатые кремни восточной фации карбона. Синклиналь быстро погружается к северо-востоку и осложнена рядом мелких продольных островерхих складочек, крылья которых сложены каменноугольными отложениями, а иногда даже породами тисва-изской свиты. Наиболее крупная из них была прослежена почти от самого устья Парнока более чем на три километра к северо-востоку. Падение в ее западном крыле — СЗ 343 ∠45°, в восточном — ЮВ 120 ∠28°.

Восточное крыло центриклинали складки Балбан-ю осложнено расколом северо-восточного простирания, по которому породы тисва-изской свиты надвинуты с юго-востока на каменноугольные отложения. В этих последних непосредственно под надвигом наблюдаются резкие, мелкие, но сложные антиклинальные складочки амплитудой в несколько десятков метров.

Северное окончание антиклинали Балбан-ю скрыто под надвигом; на пермские отложения ядра синклинали здесь надвинуты филлитовидные сланцы ордовика.

АНТИКЛИНАЛЬ САНА-ИЗ

Антиклиналь Сана-из была впервые выделена Н. А. Сириным (1945). Простирание ее северо-восточное.

По данным В. В. Меннера, в пределах горного массива Сана-из в ее ядре обнажаются наиболее древние горизонты метаморфической толщи. Таким образом, структура в целом приподнята больше, чем все более западные антиклинали Кожимской зоны. К югу от р. Кожима на северо-восточной оконечности Сана-из крылья и свод антиклинали сложены кварцитами и конгломератами ордовика, несогласно покрывающими древние свиты. Складка резко асимметрична и несколько запрокинута к востоку. Западное крыло осложнено большой, но сравнительно пологой антиклиналью второго порядка. Восточное крыло осложнено продольным расколом и рядом вторичных складок северо-восточного простирания. Кварциты быстро, но сравнительно спокойно периклинально погружаются к северо-востоку.

В долине р. Кожима свод антиклинали сложен породами кожимской свиты. Складка и здесь построена асимметрично, хотя асимметрия выражена не так резко; ось наклонена к востоку.

К северу от Кожима породы кожимской свиты периклинально замыкаются, быстро погружаясь к северу и северо-востоку; по правым притокам р. Кожима — Ворга-столба-шору и Юнко-шору в них наблюдается северное падение 350—360 ∠30—40°; восточнее, на р. М. Бадья-ю, оно резко сменяется почти восточным — СВ 80—85 ∠22—36°. Из вторичных нарушений на периклинали в породах кожимской свиты наблюдались лишь несколько небольших продольных флексур.

Более северные части антиклинали Сана-из замаскированы дисгармоничной складчатостью пород тисва-изской свиты.

КОЖИМСКАЯ СИНКЛИНАЛЬ

Кожимская синклиналь является самой восточной складкой Западного склона и непосредственно примыкает к Осевой зоне, отделяя от нее уже описанную выше антиклиналь Сана-из.

Синклиналь сложена породами кожимской и тисва-изской свит. Простирание складки почти меридиональное; ее осевая линия проходит несколько восточнее долины р. Кожима, в верхнем отрезке его течения.

Западное крыло, сложенное ордовичскими сланцами и мраморовидными известняками, имеет между реками Б. Бадья-ю и Селям-ю выдержанное восток-северо-восточное простирание 75—80∠45—50°; местами оно осложнено продольными расколами, выводящими на поверхность среди пород кожимской свиты серые кварцитовидные песчаники ангарелловых слоев. В центральной части синклиналь сложена породами тисва-изской свиты, которые смяты в узкие складки, падения крыльев которых довольно изменчивы: 15∠55, 67∠53, 337∠57° и т. п.

Восточное крыло Кожимской синклинали срезано, как уже указывалось, надвигом Водораздельного хребта, который будет описан ниже; вся складка является резко асимметричной.

В северо-северо-восточном направлении Кожимская синклиналь, как и другие складки этой зоны, погружается, теряясь среди нарушений Тисва-изского комплекса, к описанию которого мы и переходим.

ТИСВА-ИЗСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ КОМПЛЕКС

Тисва-изский складчатый комплекс, выделенный благодаря исключительному своеобразию своих структур, не является, строго говоря, обособленной тектонической зоной, а участвует в строении антиклиналей и синклиналей Кожимской зоны. Он совпадает с полосой распространения отложений тисва-изской свиты. Протягиваясь в меридиональном направлении у подножья Западного склона Водораздельного хребта более чем на 35 км, он доходит на юге почти до долины Кожима, а на севере до р. Хоймы; западной границей его распространения являются подножья хребтов Тисва-из и Енгане-пе. Таким образом, Тисва-изский складчатый комплекс располагается на продолжении осевой части и восточного крыла синклинали Балбан-ю, а также антиклинали Сана-из и Кожимской синклинали. Однако эти складки совершенно не улавливаются по элементам залегания среди пород тисва-изской свиты.

Эти последние нацело слагают здесь своеобразные складки тисва-изского типа, узкие, сжатые, обычно запрокинутые на запад, часто изоклинальные или почти изоклинальные. Они имеют везде северо-восточное простирание; азимуты падения на крыльях почти повсеместно юго-восточные. Простирания складок Тисва-изского комплекса часто не совпадают с простираниями крыльев тех крупных складок, на продолжении которых они расположены, а иногда даже образуют с ними почти прямой угол.

Своеобразие структур Тисва-изского комплекса и их кажущаяся независимость от других структур Западного склона заставили внимательно изучить вопрос о характере его соотношения с этими структурами.

Ряд фактов доказывает, что складки Западного склона Приполярного Урала продолжаются внутри Тисва-изского комплекса.

Действительно, в западной части бассейна р. Лемвы лежащие на продолжении синклинали Балбан-ю тисва-изские сланцы и кварциты содержат фауну среднедевонского возраста; в восточной части, расположенной на продолжении антиклинали Сана-из, те же породы охарактеризованы фауной ордовика. Таким образом, погруженная полоса Тисва-изского комплекса, где на поверхность выходят более молодые отложения, соответствуют синклинали, а образованная более древними породами, приподнятая восточная полоса лежит на продолжении антиклинального поднятия.

При исследовании границ комплекса в тех случаях, когда удается наблюдать их непосредственно, оказывается, что образующие его породы залегают в приконтактовой зоне согласно с толщами смежных больших складок.

Это хорошо видно у северной границы Тисва-изского комплекса, у его контакта с синклиналью Балбан-ю. Как уже упоминалось, эта складка, теряющаяся на правом берегу р. Кожима, снова хорошо улавливается на р. Лемве, ниже устья р. Б. Надота. Известняки карбона, слагающие ее крылья, залегают согласно на кварцитах и сланцах тисва-изской свиты, что видно в правом склоне долины р. Лемвы, в километре ниже устья р. Парнока. При этом тисва-изские породы выходят в ядрах мелких складок, осложняющих эту часть синклинали и, возможно, являющихся продолжением некоторых складок Тисва-изского комплекса в маломощных слоистых известняках карбона этой части района. Таким образом, верхние горизонты тисва-изской свиты участвуют в строении центриклинали, и в приконтактовой зоне элементы залегания его структур соответствуют элементам примыкающей крупной складки.

Такое же соотношение наблюдается у юго-восточной границы комплекса, на южном склоне хребта Енгане-пе. Тисва-изские кварциты повторяют изгиб крыла антиклинали Сана-иза, и лишь на некотором расстоянии от контакта появляются обычные для Тисва-изского комплекса северо-восточные простирания, почти перпендикулярные к простиранию его южной границы.

Между верховьями ручья Ворга-столба-шор и западным склоном Енгане-пе можно наблюдать серию антиклинальных и синклинальных складок северо-восточного простирания, сложенных сланцами с пачками кварцитов, узких и сжатых, с крутыми, часто стоящими на головах крыльями; ширина их не превышает 1,5—2 км. Наблюдаемые здесь падения указывают на центриклинальное замыкание синклиналей к юго-западу. Так, в самой западной из них хорошо видно замыкание гривки кварцитов, падение в которых с востока на запад изменяется от СЗ 308∠50°, СЗ 348∠50°, СВ 33∠25°, СВ 70∠30° и далее — до ЮВ 133∠49°. В примыкающей с запада антиклинали падение в восточном крыле — ЮВ 93∠68°, в западном — СВ 310∠75°.

Таким образом, у южной границы комплекса складки не изоклинальны и даже не имеют значительного наклона осей на север. С удалением от контакта они сменяются изоклинальными или запрокинутыми на запад складками.

Целая серия таких складок пересечена долиной Лемвы в пределах хребтов Енгане-пе и Тисва-иза и у их западных подножий. На всем протяжении здесь видно крутое залегание сланцев и кварцитов, падающих почти всегда на ЮВ 110—140∠60—86°. Колебания азимутов падений зависят в значительной степени от грубой неправильной слоистости толщи. Местами удается видеть ядра отдельных складочек, например на северном склоне главного гребня хребта Енгане-пе, тянущегося по левому берегу Лемвы.

В правом берегу р. Лемвы, ниже Маячных скал, можно также видеть ряд хорошо выраженных, почти изоклинальных складок. Одна из них имеет на обоих крыльях падение ЮВ 138∠80—85°, ее хорошо выраженное ядро достигает нескольких десятков метров в ширину. Несколько ниже по течению обнажается ядро другой складки с отчетливо выраженным сводом; падения на крыльях в присводовой части ЮВ 124 ∠58° и СЗ 274∠55°. На некотором расстоянии от ядра оба крыла принимают обычное одинаковое падение ЮВ 135—140∠74—80°.

Однообразные, практически изоклинальные падения наблюдаются также севернее, по р. Парноку (Лемвинскому), в месте пересечения им полосы Тисва-изского комплекса, на протяжении более 8 км. Падения СВ 88∠15—17° и СВ 93∠15—17°, наблюдаемые близ границы с нижнедевонскими известняками, сменяются восточнее падениями ЮВ 158∠54°, ЮВ 143 ∠58°, ЮВ 138 ∠41°, ЮВ 144 ∠42° и т. д. в слоях тисва-изской

свиты, образующей здесь, как и южнее, серию изоклинальных или почти изоклинальных складок.

Необходимо отметить, что сланцеватость пород Тисва-изского комплекса почти всегда совпадает со слоистостью. Особенно хорошо это видно там, где пачки кварцитов переслаиваются с пачками сланцев. Такое совпадение сланцеватости и слоистости весьма характерно именно для крыльев изоклинальных складок.

В Тисва-изском комплексе наблюдается ряд расколов. Некоторые из них захватывают как Тисва-изский комплекс, так и смежные складки, другие не выходят за его пределы.

По расколам первого типа тисва-изская свита граничит с породами других свит, участвуя в общей структуре. Раскол этого типа наблюдается на восточном крыле синклинали Балбан-ю, на крайнем ее севере, где она сложена пермскими и каменноугольными отложениями. Здесь на плитчатые известняки карбона надвинуты по довольно пологой поверхности породы тисва-изской свиты, в которых наблюдаются обычные падения — ЮВ 116∠49°, ЮЗ 138∠47°. Известняки непосредственно у контакта образуют серию мелких, резких складок, продольных по отношению к крылу синклинали Балбан-ю и запрокинутых к западу.

Разрывы внутри Тисва-изского комплекса трудно улавливаются, ввиду большого однообразия слагающих его пород. Лучше всего выражены те из них, которые проходят по границе известняков, залегающих линзами внутри тисва-изской свиты.

Один из таких разрывов наблюдается на берегу р. Лемвы, в 1,5 км ниже Маячных скал. Песчанистые и глинистые известняки большой линзы, далее выклинивающейся в северо-восточном направлении, по восточному краю граничат со сланцами по поверхности очень крутого раскола, типа взброса. Падение поверхности взброса ЮВ 143∠67°, оно почти совпадает с падением в сланцах взброшенного крыла. Известняки, местами сильно перекристаллизованные, падают у контакта к СЗ 293∠49°, образуя далее серию мелких флексурообразных складочек, почти продольных по отношению к взбросу, достигающих нескольких десятков метров в ширину, с углами падения до 90° на западных и до 75° на восточных крыльях. Отдельные уступы, осложняющие крылья, также имеют флексурообразный характер; их величина часто не превышает нескольких десятков сантиметров. Массивные разности известняков близ контакта сильно раздроблены. Они приобретают местами брекчиевидный облик от множества жилок кремового кальцита, секущих их в различных направлениях.

Интересно отметить, что и в сланцах взброшенного крыла близ поверхности разрыва наблюдаются небольшие складочки: например на продолжении линии взброса в 300—400 метрах от берега р. Лемвы можно видеть в сланцах прилегающую к поверхности разрыва маленькую узкую складку с хорошо выраженным замком, с падением на крыльях СЗ 293∠65° и ЮВ 113∠71°. Кроме нее, наблюдались и другие, более пологие, хуже обнаженные складочки, развитые как в сланцах, так и в известняках вдоль линии разрыва, которая прослеживается более чем на 500 м по простиранию. Очень интересна последняя крупная антиклиналь в известняках, обнажающаяся в 0,5 км от берега р. Лемвы, с падениями на крыльях ЮВ 160 ∠30° и СЗ 338 ∠58°.

Из разрывов, в которых участвуют только сланцы и кварциты, необходимо упомянуть надвиг на правом берегу р. Надоты, в 1 км выше устья. Здесь, внутри сланцевой толщи, наблюдается разрыв, поверхность которого падает к ЮЗ 220∠19°. Над нею в сланцах развита небольшая складка с падением крыльев ЮВ 138 ∠28° и ЮЗ 203 ∠24°. Амплитуду

надвига установить трудно ввиду отсутствия хотя бы местного маркирующего горизонта внутри пород тисва-изской свиты.

Разрывы такого рода легко могут быть пропущены, так как они видны лишь при очень хорошей обнаженности и то при условии, что смещение не является послойным. В последнем случае заметить их почти невозможно.

Складчатость Тисва-изского комплекса тесно связана с литологией слагающих его пород. Песчано-сланцевые свиты в районе вообще дислоцированы иначе, чем карбонатные. Нечто близкое к мелкой, резкой, иногда изоклинальной складчатости тисва-изской свиты можно наблюдать также в сланцах кожимской свиты и в песчано-сланцевой толще пермского возраста. Однако в обоих этих случаях «независимость» складчатости менее резко выражена и место, занимаемое ею в общей структуре, совершенно ясно, так как полоса их развития ограничена четким стратиграфическим горизонтом.

Почти аналогичный случай представляет собой полоса дислокаций тисва-изского типа, занимающая часть бассейна р. Надоты, границы которой совпадают с границами распространения надотской свиты сланцев и песчаников среднего девона, так что полоса в целом участвует в строении синклинали Лимбика и западного крыла антиклинали Малды. Самые нижние горизонты этой свиты, литологически неотличимой от тисва-изской, непосредственно залегают согласно с подстилающими их известняками нижнего девона везде, где контакт наблюдался в обнажении. Так, в овраге р. Лже-Надота, в 1,5 км от его устья, и те и другие падают к СВ 45∠14—17°. У устья того же оврага сланцы в нескольких десятках метров от выходов известняков падают к СВ 78∠32°, а на р. Лемве в 100 м выше устья р. Надоты — на ЮВ 100 ∠80°. В нижних горизонтах сланцев прослеживается, таким образом, периклинальное замыкание антиклинали, повторяющее контур периклинали подстилающих массивных пород.

Но уже в 150—200 м от границы с известняками залегание песчано-сланцевой толщи носит совершенно иной характер. В ней повсеместно наблюдаются северо-северо-восточные простирания, образующие довольно значительные углы с простиранием как нижней, так и верхней границы свиты, т. е. с общим простиранием толщи на периклинали.

Азимуты падения слоев колеблются от СВ — 85 до ЮВ — 125°. Такие значительные, казалось бы, колебания объясняются неправильной слоистостью пород и не обнаруживают никакой закономерности. Наиболее часты азимуты падения ЮВ 100—110°; углы падения обычно не превышают 45°, чаще они равны 25—30°. Обратные западные и северо-западные падения наблюдаются очень редко и связаны тогда с ядрами небольших антиклиналей, как это имеет место в овраге Лже-Надоты, где в пачке черных кварцитов видно сначала обычное падение ЮВ 108∠90°, затем через несколько метров СЗ 283 ∠116°. Встречаются и другие падения, даже южные, хотя такие случаи являются исключением. В наблюдавшихся случаях они связаны с разрывными нарушениями.

Необходимо отметить, что сланцеватость толщи не совпадает здесь с истинной слоистостью. Поверхности сланцеватости обычно наклонены в ту же сторону, что и поверхности напластования, но под более пологими углами.

Верхняя граница надотской свиты снова повторяет контур главной структуры, и горизонты, непосредственно подстилающие известняковую толщу верхней части девона и карбона, лежат согласно с последней, в то время как простирания слоев, лишь немного более удаленных от границы, образуют с ней большой угол. Лучше всего это видно в западной части синклинали Лимбика, на ручье Матя-шор. Юго-восточные обычные падения — ЮВ 93∠44°, ЮВ 168∠86°, ЮВ 118∠15°, ЮВ 116∠21° и т. п.

сменяются здесь по мере приближения к границе северо-восточными падениями СВ 45 — СВ 70°, и, наконец, близ самого контакта с известняками песчаники и сланцы залегают согласно с ними, частично переслаиваясь с известняками.

Таким образом, свита песчаников и сланцев среднего девона, литологически неотличимая от тисва-изской свиты, участвует, как и карбонатные толщи, в строении западной части периклинали Малды и центриклинали Лимбика. Но вне узкой приконтактовой полосы в ее породах наблюдается складчатость тисва-изского типа, резко дисгармоничная по отношению к главной структуре. На это указывают как простирания, образующие значительные, подчас прямые углы с простираниями крыльев главной структуры и весьма однообразные для любой его части, так и падения, азимуты которых неизменно остаются юго-восточными, даже на западном крыле антиклинали Малды, имеющем в целом северо-западное падение.

Соотношение описанной полосы нарушений с крупными складками Кожимской зоны легко устанавливается и здесь, благодаря четкому стратиграфическому положению дисгармонично смятой свиты.

Соотношение с антиклиналями и синклиналями Кожимской зоны Тисва-изского складчатого комплекса менее очевидно. Если в толще слагающих его пород, представляющих собой восточную фацию большей части палеозоя, теряются, переходя в однообразное переслаивание почти немых кварцитов и сланцев, фаунистически охарактеризованные, ясно дифференцированные свиты карбонатного разреза Западного склона, то и крупные структуры, антиклинали и синклинали, хорошо выраженные среди карбонатных пород, теряются среди мелких, резких складок Тисва-изского комплекса. Однако эти структуры, как уже было указано, продолжаются и в его пределах и лишь замаскированы.

Складчатость тисва-изского типа таким образом дисгармонична по отношению к главным структурам. Простирание складок северо-восточное, близкое к общему простиранию осей крупных антиклиналей и синклиналей, но часто резко отличное от простирания тех элементов крупных складок, на которых они непосредственно расположены.

Весьма любопытен тот факт, что складки тисва-изского типа опрокинуты на запад. При этом как на западном, так и на восточном крыле антиклинали Малды наблюдается одинаковое направление наклона осей.

Углы падения на восточном крыле, как правило, значительно круче, чем на западном. Однако, если принять во внимание наклон самих крыльев антиклинали Малды, то окажется, что крутизна наклона осей складок к поверхности, не затронутой дисгармоничной складчатостью, на обоих крыльях очень близка.

В целом, дисгармоничная складчатость тисва-изского типа не накладывается на крупные структуры западной полосы, а, напротив, последние как бы наложены на нее; они не определяют морфологию и элементы залегания мелких структур тисва-изского типа, а лишь несколько изменяют их, обусловливая форму поверхности, на которой те развиты.

Смена относительно спокойного, правильного залегания — дисгармоничными складками происходит не на самых границах тисва-изской свиты и контактирующих с ней карбонатных толщ, а внутри свиты, близ этих границ. Складки Тисва-изского комплекса являются, таким образом, внутриформационными и связаны с пластичными толщами, нацело слагающими его.

Характер соотношения Тисва-изского складчатого комплекса со смежными структурами еще раз подтверждает автохтонность залегания одноименной терригенной свиты, так как, несмотря на своеобразие своих

структур, этот комплекс неразрывно, органически связан с Кожимской зоной Западного склона Приполярного Урала. Можно предположить, что специфический облик структур Лемвинской зоны Полярного Урала также связан с литологическими особенностями Лемвинского комплекса палеозоя, имеющего ряд черт, сближающих его с Тисва-изским.

ХОЙМИНСКИЙ НАДВИГ

Выше уже было отмечено, что с севера, на каменноугольные и пермские отложения, образующие оконечности антиклинали Малды и смежных синклиналей, надвинуты породы филлитовой и кечь-пельской свит ордовика. Линия надвига прослеживается от р. М. Надоты до правобережья р. Лемвы очень отчетливо, так как своеобразный рельеф полосы развития филлитовой свиты, с его резкими, крутыми склонами оврагов и балок, сильно отличается от более мягкого рельефа полосы верхнепалеозойских пород.

В верховьях р. М. Надоты эта линия надвига имеет северо-западное простирание, почти перпендикулярное к направлению осей складок Западного склона Приполярного Урала. Приближаясь к долине р. Лемвы, она резко отгибается к северу, принимая северо-восточное направление. На протяжении более чем трех километров линия надвига тянется вдоль левого склона долины, постепенно опускаясь к реке, которую, наконец, пересекает несколько выше устья р. Хоймы. Затем она снова меняет направление на северо-западное и постепенно удаляется от реки.

Непосредственно надвиг наблюдался лишь в месте пересечения его долиной р. Лемвы, в 1,5—2 км выше устья р. Хоймы. Его поверхность падает почти прямо на север 357∠25°; именно это пологое падение обусловливает резкий изгиб линии надвига в плане, соответствующий быстрому понижению рельефа в долине р. Лемвы.

Из-под надвига выходят мягкие черные песчаники и сланцы кечь-пельской свиты Лемвинского комплекса, слагающие западное крыло синклинали Балбан-ю. Они сильно раздроблены и большей частью превращены в брекчию. Часто в них наблюдаются зеркала скольжения, а также очень мелкие, крутые опрокинутые складочки с небольшими срывами на крыльях, со включениями глыб плотного черного известковистого песчаника, переполненного жилами кальцита.

Пермские породы несут следы интенсивной дислокации в полосе шириной более полукилометра, прилегающей к надвигу. С удалением от надвига раздробленность пород постепенно убывает, и вне этой полосы в пермских отложениях наблюдаются только мелкие складки изоклинального типа, с падением на крыльях ЮВ 105—110∠45—50°.

На дислоцированные сланцы и песчаники кечь-пельской свиты надвинуты петельчатые известняки кача-мылькской свиты ордовика, содержащие в основании множество пропластков темных углистых сланцев. Известняки наклонены к северу под углом, близким к углу падения самого надвига 357∠28°. Близ контакта в них наблюдается целый ряд мелких, очень резких лежачих складочек, шириной всего по нескольку метров. К северу от линии надвига петельчатые известняки сменяются пестрыми филлитами и серо-зелеными алевролитами филлитовой свиты.

В верховьях р. М. Надота фаунистически охарактеризованные ордовичские отложения в лемвинских фациях граничат с пермскими породами восточного крыла синклинали Лимбика. Надвиг проходит здесь, таким образом, как бы по границе Лемвинской и Кожимской зон, в то время как восточнее оба его крыла, как надвинутое, так и опущенное, образованы отложениями типичными для Лемвинского комплекса палеозоя.

НАДВИГ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ВОДОРАЗДЕЛЬНОГО ХРЕБТА

На востоке Кожимская зона граничит с зоной Водораздельного хребта по линии крупного крутого надвига, протягивающегося почти без перерывов от северной до южной границ района. По этой линии сильно метаморфизованные породы филлитовой свиты контактируют с породами тисва-изской свиты.

Надвиг непосредственно наблюдается в северной части района на р. Парнок, несколько выше слияния его с ручьем Паче-шор. Он имеет здесь восток-северо-восточное простирание. На серые мягкие сланцы тисва-изской свиты, падающей к ЮВ 138∠54°, надвинута толща зеленых и лиловых филлитов, падающих к ЮВ 142∠48°. Поверхность надвига круто наклонена к юго-востоку 150 ∠66°. На правом берегу ручья Паче-шора видно, как поверхность надвига срезает гривки обеих контактирующих свит.

Далее к югу надвиг протягивается вдоль западного склона Водораздельного хребта, в долинообразном понижении, отделяющем этот хребет от Тисва-иза. Поверхность надвига здесь непосредственно не обнажается, и он прослеживается в основном по границе сдвинутых разнородных толщ; простирание его постепенно меняется, становясь на юге почти меридиональным.

Несколько севернее долины р. М. Бадья-ю хорошо видно, как надвинутые толщи полимиктовых песчаников яротской свиты срезают головы пластов тисва-изских кварцитов и кожимских мраморов. Еще южнее, в долинах рек М. и Б. Бадья-ю, Селям-ю и Яроты, по данным В. В. Меннера, поверхность надвига довольно полого падает на запад.

Таким образом, антиклинорий Водораздельного хребта на всем протяжении нашего района несколько надвинут с востока на структуры Кожимской зоны.

Возможно, что местами разрыв затухает, сменяясь запрокинутыми складками на границе зон. Так, километрах в семи-восьми к югу от устья Паче-шора, в седловине долинообразного понижения, располагающегося у подножья Водораздельного хребта, по данным В. В. Меннера, можно наблюдать появление филлитовой свиты в ядре небольшой складки, образованной тисва-изскими сланцами и кварцитами.

Изучение структур Осевой зоны не входило в задачи настоящей работы, а потому следует лишь указать, что, по данным ряда исследователей, они резко отличаются от вышеописанных структур приосевой части Западного склона. Там развиты крупные изоклинальные складки, сложенные главным образом древними сильно метаморфизованными породами, и вся зона в целом представляет собой продолжение зоны Уралтау более южных районов Урала.

ВЫВОДЫ

На фоне огромного антиклинория северной части Урала отчетливо выделяются три поперечные структурные зоны: первая соответствует Приполярному Уралу, вторая — южной части Полярного Урала, третья — заполярной его части. Первая и третья зоны приподняты относительно разделяющей их второй зоны.

В пределах Западного склона здесь соответственно также выделяются три зоны: Кожимская, охватывающая полосу длиной около 500 км от бассейна р. Ылыча на юге до бассейна р. Кожима на севере; Лемвинская, занимающая бассейн р. Лемвы; и Елецкая, расположенная к северу от р. Ельца. Кожимская и Елецкая зоны отличаются по своему геологическому строению от относительно опущенной Лемвинской зоны.

Каждой структурной зоне отвечает особый комплекс фаций палеозоя. В обеих приподнятых зонах в нижнем ордовике преобладают грубообломочные породы, в верхнем ордовике, силуре и девоне — карбонатные. В Лемвинской зоне почти весь палеозой представлен сланцевыми толщами.

Складчатые структуры также резко различны. Для Кожимской и Елецкой зон характерны относительно простые, крупные, глубоко заложенные складки, в то время как в Лемвинской зоне наблюдаются только мелкие, узкие, изоклинальные складки, осложненные чешуйчатыми надвигами и редко охватывающие отложения более чем одной свиты. В пределах каждой зоны разрез палеозоя отличается большой выдержанностью по простиранию; тип структур также сохраняется неизмененным.

Кожимская и Лемвинская зоны смыкаются в бассейнах верхнего течения Кожима и Лемвы. В этом районе четко прослеживается несколько больших, хорошо выраженных складок — антиклинали Сана-из и Малды и синклинали Верхнекожимская, Балбан-ю и Лимбик. Все эти структуры имеют северо-восточное простирание. С запада к ним примыкает несколько сходных с ними крупных складок.

К югу от р. Кожима в ядрах антиклиналей выходят доордовичские метаморфизованные толщи и нижеордовичские кварциты, а в синклиналях — силурийские породы. Ядра антиклинальных складок осложнены здесь расколами, большая часть которых затухает по мере перехода в более пластичные породы верхнего ордовика и среднего палеозоя. Все эти складки погружаются в северо-восточном направлении и близ границы с Лемвинской зоной образованы отложениями девона, карбона и перми. В пределах южной окраины Лемвинской зоны развиты характерные для нее мелкие, сложные складки изоклинального типа, большей частью целиком сложенные породами филлитовой свиты ордовика.

На погружении восточных структур Кожимской зоны выделяется Тисва-изский комплекс мелких изоклинальных складок, которые целиком или частично маскируют элементы залегания северных оконечностей

антиклинали Сана-из и смежных синклиналей. Тисва-изские складки являются внутриформационными, дисгармоничными по отношению к общей структуре; они генетически связаны с одноименной свитой сланцев и песчаников, которая нацело слагает их. Складки тисва-изского типа необычны для Кожимской зоны и морфологически приближаются к структурам Лемвинской зоны. Аналогичные складки развиваются в кремнистых тонкоплитчатых известняках карбона и сланцево-песчаных породах перми, слагающих северные оконечности антиклинали Малды и синклинали Лимбика.

В стратиграфическом отношении район стыка Кожимской и Лемвинской зон отличается исключительно быстрой изменчивостью разреза палеозоя. Характер разрезов находится в прямой зависимости от их структурного положения.

В пределах северной оконечности Кожимской зоны, в синклинали Лимбика и на антиклинали Малды разрез палеозоя резко отличается от лемвинского.

Нижний ордовик отделен от подстилающих метаморфических свит резким угловым несогласием и представлен в основном грубообломочными породами. Среди них выделяются две свиты — обе-изская и малдинская (ангарелловые слои). Средний и верхний ордовик образован карбонатными породами, среди которых выделяются кожимская свита и усть-зыбская свита (амфипоровые слои).

В основании кожимской свиты выделяется горизонт выветрелых охристых пород, который говорит о перерыве внутри ордовика. Возможно, что этому перерыву отчасти отвечают по времени вулканогенные толщи, которые в ряде районов Западного склона отделяют грубообломочные свиты нижнего ордовика от вышележащих карбонатных пород. Верхний ордовик соединен непрерывным переходом с отложениями силура.

Силурийские и тесно связанные с ними нижнедевонские отложения представлены в синклинали Лимбика, как и повсеместно в Кожимской зоне, одними только карбонатными породами, среди которых выделяются три свиты — нижнелимбикская, верхнелимбикская и правобережная. Первые две свиты относятся к ландовери — уинлоку, а основание нижнелимбикской свиты — еще к верхним горизонтам ордовика. Нижние горизонты правобережной свиты, возможно, принадлежат еще к уинлоку, основная часть — к лудлоу, а самые верхние горизонты — к нижнему девону. К востоку свита переходит в банковые или рифовые фации — внизу с *Pentamerus vogulicus*, выше с *Karpinskya*.

Низы среднего девона представлены свитой сланцев и песчаников с *Calceola sandalina* и брахиоподами эйфеля, а верхняя часть — свитой Матя-шор, известняками с фауной брахиопод, характерных для верхов эйфельского — низов живетского яруса.

Верхний девон представлен водорослевыми, амфипоровыми и коралловыми известняками, иногда с банками брахиопод; фаунистически охарактеризована здесь средняя часть франского яруса. Верхние горизонты верхнего девона в синклинали Лимбика неизвестны.

Отложения верхнего палеозоя развиты на ограниченной площади и плохо охарактеризованы фауной. Карбон представлен массивными известняками, в основании — брекчиевидными, пермь — песчано-сланцевой толщей, содержащей в основании мергельный горизонт, характерный для западного склона Северного Урала.

Разрез палеозоя антиклинали Малды и синклинали Лимбика типичен для Кожимской зоны Западного склона. С приближением к осевой полосе он быстро изменяется. К востоку от антиклинали Сана-из кварцитово-конгломератовые толщи нижнего ордовика переходят в толщи вулкано-

генных сланцев, филлитов и полимиктовых песчаников, с линзами аркозовых конгломератов — яротскую свиту.

Верхний ордовик, силур, нижний девон, образующие на западе единый комплекс карбонатных пород, к востоку от антиклинали Малды переходят в тисва-изскую свиту кварцитовых и серицито-кварцитовых сланцев и кварцитовидных песчаников, с подчиненными линзами известняков. Эта свита отвечает очень значительному отрезку времени, от верхнего ордовика до среднего, а, быть может, и до верхнего девона включительно. На породы тисва-изской свиты без видимого перерыва ложатся кремнистые известняки с прослоями плитчатых кремней характерной для Лемвинской зоны варгашорской свиты карбона. Выше согласно залегает толща черных сланцев и песчаников пермского возраста, близкая по облику к кечь-пельской свите Лемвинского комплекса.

Разрез среднего палеозоя синклинали Балбан-ю, таким образом, отличается от разреза остальных частей Кожимской зоны и приближается к разрезу Лемвинской зоны. Типичный для этой зоны разрез ордовика и силура развит в бассейне р. М. Надота. Ордовичские отложения представлены там филлитовой и кача-мыльской свитами — пестрыми филлитовидными сланцами, серо-зелеными песчаниками, аргиллитами и «петельчатыми» известняками; силурийские отложения а, быть может, и самые верхи ордовика — харотской свитой кремнистых, глинистых, углисто-глинистых сланцев, среди которых на р. М. Надота наблюдается необычная для этой свиты пачка черных кварцитовидных песчаников, напоминающих тисва-изские.

Тисва-изский комплекс палеозоя является связующим звеном между Кожимско-елецким и Лемвинским комплексами фаций, каждый из которых должен считаться аллохтонным. Как Лемвинский, так и Кожимский (Елецкий), а также Тисва-изский комплексы исключительно устойчивы во времени и пространстве.

Граница Кожимской и Лемвинской зон кажется очень четкой в синклинали Лимбика, где палеозойские отложения Кожимско-елецкого комплекса граничат по надвигу со свитами Лемвинского.

В синклинали Балбан-ю граница теряет четкость, так как средний палеозой представлен там отчасти в карбонатных кожимских фациях, отчасти в тисва-изских, а верхний палеозой представлен свитами Лемвинского комплекса; соответственно структуры тисва-изского и лемвинского типа развиваются внутри складок Кожимской зоны, осложняя их.

Переход карбонатного разреза среднего палеозоя Кожимской зоны в терригенные тисва-изские фации хорошо наблюдается в бассейне верховьев рек Кожима и Лемвы. Он совершается быстро: узкая полоска, где наблюдается взаимное проникновение карбонатных и терригенных толщ, протягивается вдоль восточных крыльев двух главных антиклиналей района — Сана-из (ордовик) и Малды (силур и девон). Осевые части этих антиклиналей отделяют область развития типичных разрезов палеозоя Кожимской зоны от полосы терригенных толщ, на протяжении значительной части палеозоя образуя перед областью размыва, располагавшейся в Осевой зоне как бы барьер, который препятствовал дальнейшему распространению терригенного материала на запад.

В тех случаях, когда на западном склоне Урала наблюдается быстрый переход карбонатных толщ в одновозрастные терригенные, фациальный переход обычно осуществляется вдоль осевой зоны какой-либо длительно развивавшейся «барьерной» антиклинальной структуры, разделяющей терригенные отложения, сосредоточенные близ области сноса, от карбонатных фаций.

Длительную историю развития имели, по-видимому, и антиклинали Сана-из и Малды, проявившие себя как зоны поднятия в продолжение значительной части палеозоя.

ЛИТЕРАТУРА

Богданов А. А. Техника Ишимбаевского Приуралья. М. Изд. Моск. общ. испыт. природы, 1947.

Богданов А. А., Келлер Б. М. О некоторых формах тектонических нарушений каменноугольных и артинских отложений Западного склона Южного Урала.— Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, геол., 1947, 22, № 4.

Бубнов С. Основные проблемы геологии. М.— Л.— Грозный — Новосибирск — Госгорнефтьиздат, 1934.

Варсанофьева В. А. Геологическое строение Печорско-ылычского государственного заповедника. Тр. Печорско-ылычского гос. заповедника, 1940, вып. 1.

Войновский-Кригер К. Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала. Сов. геол., 1946, № 6.

Войновский-Кригер К. Г. Силур и девон западного склона Полярного и Приполярного Урала. В кн.: Тезисы доклада на Совещании по унификации стратиграфических схем Урала, проведенном в г. Свердловске в феврале 1956 г. Л., 1956.

Волков С. Н. Новые данные по геологии западного сектора Арктики. Проблемы Арктики, 1938, № 3—4.

Волков С. Н., Яцук Н. В. Геологический очерк Полярного Урала. Объяснительная записка к карте Северной части СССР, м-ба 1 : 2500000. Тр Арктического института, 1937, вып. 97.

Гарачь М. О. Геологическое строение центральной метаморфической зоны южной части Среднего Урала. Тр. Горн.-геол. инст. Уральск. фил. Акад. наук СССР. вып. 17, 1950.

Добролюбова Т. А., Сошкина Е. Д. Общая геологическая карта Европейской части СССР (Северный Урал), лист 123. Тр. Ленингр. геол. геодез. треста, 1935, вып. 8.

Иванова А. М. Протерозой и нижний палеозой северной части Полярного Урала. В кн: Тезисы доклада на Совещании по унификации стратиграфических схем Урала, проведенном в г. Свердловске в феврале 1956 г. Л., 1956.

Иванова А. М., Устрицкий В. И., Молдаванцев Ю. Е. Геологическое строение Полярного Урала и Пайхоя. Тр. науч.-исслед. инст. геол. Арктики, 1957, 81.

Кириченко Г. И. Верхне-силурийские отложения на западном склоне Урала в районе Михайловского завода. Изв. Глав. геол.-развед. упр., 1930, 49, № 1

Коперина В. В. Отчет о геологической съемке верхнего течения р. Адзьвы и р. Хайпудыры в 1932 г. Землеведение, 1933, 35, вып. 4.

Львов К. А. Докембрий и нижний палеозой Приполярного Урала. В кн.: Тезисы доклада на Совещании по унификации стратиграфических схем Урала, проведенном в г. Свердловске в феврале 1956 г. Л., 1956.

Львов К. А. О древних отложениях Урала, их возрасте и стратиграфии. Сов. геол., 1957, сб. 55.

Львов К. А., Олли А. И. Об отношении среднего девона к ашинской свите и о возрасте немых толщ западного склона Урала. Зап. Росс. Мин. общ., 1935, 64, вып. 2.

Маркин В. В. Ордовик западного склона Приполярного Урала. В кн.: Тезисы доклада на Совещании по унификации стратиграфических схем Урала, проведенном в г. Свердловске в феврале 1956 г. Л., 1956.

Ожиганов Д. Г. Геология хр. Урал-тау и района перидотитового массива Южного Крака. Тр. Башкирск. геол. упр., 1941, вып. 12.

Ожиганов Д. Г. Стратиграфия и фациальные особенности силурийских отложений западного склона Южного Урала. Уч. зап. Башкирск. пед. инст., 1955, вып. 4.

Осипов С. С. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений Уфимского плато. Проблемы Сов. геол., 1933, вып. 4.

Парханов М. Н. Нижний палеозой западного склона Полярного Урала. В кн.: Тезисы доклада на Совещании по унификации стратиграфических схем Урала, проведенном в г. Свердловске в феврале 1956 г. Л., 1956.
Папулов Г. Н. Следы проявления каледонской складчатости на западном склоне Среднего Урала. Тр. Горно-геол. инст. Уральск. фил. Акад. наук СССР, 1950, вып. 17.
Пейве А. В. Тектоника североуральского бокситового пояса. М., изд. Моск. общ. испыт природы, 1947.
Раабен М. Е. Протерозой и нижний палеозой южной части Полярного Урала. В кн.: Тезисы доклада на Совещании по унификации стратиграфических схем Урала, проведенном в г. Свердловске в феврале 1956 г. Л., 1956.
Раабен М. Е. К вопросу о стратиграфическом положении машакской свиты Южного Урала. Доклады Акад. наук СССР, 1957, **117**, № 6.
Сирин Н. А. Геолого-петрографическое исследование Приполярного Урала. Тр. Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1945, вып. 72, петрогр. сер. (№ 22).
Смирнов Г. А. Уфимский амфитеатр, ч. 1 стратиграфическое описание. М., Изд. Акад. наук СССР, 1956. (Тр. Горно-геол. инст. Уральск. фил. Акад. наук СССР, вып. 25).
Софронов Г. П. Протерозой и нижний палеозой Полярного Урала. В кн.: Тезисы доклада на Совещании по унификации стратиграфических схем Урала, проведенном в г. Свердловске в феврале 1956 г. Л., 1956.
Фишман М. В. Геологическое строение и горные породы хребта Сабли (Приполярный Урал). Сыктывкар, 1956.
Хоментовский В. В. К истории развития антиклинория Яман-тау. Бюлл. Моск общ. испыт. природы, отд. геол., 1952, **27**, № 1.
Чернов А. А. Палеозой Западного склона Северного Урала. Объяснительная записка к геологической карте Урала. М.— Л., Изд. глав. геол.-развед. упр., 1931.
Чернов А. А. Стратиграфия и тектоника угленосного района р. Адзьвы в Печорском крае по исследованиям 1929 года. Изв. Всес. геол.-развед. объедин., 1932, **51**, вып. 70.
Чернов А. А., Чернов Г. А. Геологическое строение бассейна р. Косью в Печорском крае. М.— Л., Изд. Акад. наук СССР, 1940 (Тр. Сов. по изуч. производ. сил СССР).
Чернов Г. А. Новые данные по геологии и тектоника Западного склона Приполярного Урала. Доклады Акад. наук СССР, 1948, **62**, № 5.
Чумаков А. А. Новые данные по стратиграфии силура Полярного Урала. Доклады Акад. наук СССР, 1947, **58**, № 6.
Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М., Изд. Моск. общ. испыт. природы. 1945.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стратиграфия древних свит Полярного Урала

Введение 3
Глава I. Описание древних свит южной части Полярного Урала 5
Глава II. Условия залегания древних свит . . . 31
Глава III. Сопоставление со смежными районами . . 35
Выводы 40
Литература 45

Стратиграфия и тектоника северной оконечности Приполярного Урала

Введение 47
Глава I. Расположение главных структур бассейнов верхнего течения рек Кожима и Лемвы 49
Глава II. Стратиграфия 53
Глава III. Условия резкой смены фаций одновозрастных отложений на западном склоне Урала 84
Глава IV. Сопоставление со смежными районами . . . 90
Глава V. Морфология структур 113
Выводы 127
Литература 130

М. Е. Раабен

Стратиграфия древних свит Полярного Урала
Стратиграфия и тектоническое строение северной оконечности Приполярного Урала

Утверждено к печати Геологическим институтом Академии наук СССР

Редактор Издательства *П. С. Котляревская*. Технический редактор *О. Г. Ульянова*

РИСО АН СССР № 21-23В. Сдано в набор 21/IV 1959 г. Подписано к печати 18/VIII 1959 г.
Формат 70 × 108¹/₁₆. 8,25 печ. л. 11,30 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 10,9. Тираж 1500 экз. Т-08952
Изд. № 3739. Тип. зак. № 3510.
Цена 7 руб. 60 коп.

Издательство Академии наук СССР, Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография Издательства. Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
40	11 св.	(R^c)	(R^{ch})
69	13 св.	*Merystella*	*Meristella*
85	17 сн.	стока	стыка
92	24 св.	*Asahus*	*Asaphus*
95	25 св.	*Paurortis*	*Paurorthis*
100	20 св.	*Deltyzis*	*Delthyris sp.*

М. Е. Раабен

Цена 7 р. 60 к.